

Cristais de ametista, uma variedade de quartzo. As superfícies planares são faces cristalinas, cujas geometrias são determinadas pelo arranjo interno dos átomos que constituem os cristais. [Breck P. Kent]

CAPÍTULO

3



Minerais: Constituintes Básicos das Rochas

"Tudo deveria ser feito da forma mais simples possível, não mais que isso."

ALBERT EINSTEIN

No Capítulo 2, vimos como a tectônica de placas pode explicar a dinâmica e as estruturas de grandes proporções da Terra, mas pouco foi visto sobre a imensa variedade de materiais que aparecem nos ambientes geotectônicos. **Neste capítulo e no próximo, vamos dirigir nossa atenção às rochas, que formam os registros dos processos geológicos, e aos minerais, que são os seus constituintes básicos.**

As rochas e os minerais são úteis para identificar as várias partes do sistema Terra, da mesma forma como o concreto, o aço e o plástico identificam a estrutura, o *design* e a arquitetura dos grandes edifícios. Para contar com precisão a história da Terra, os geólogos freqüentemente adotam uma "estratégia de Sherlock Holmes", utilizando as evidências existentes para deduzir os processos e eventos que ocorreram em um determinado local, em tempos passados. Por exemplo, os tipos de minerais presentes em uma rocha vulcânica podem fornecer evidências de que as erupções trouxeram à superfície terrestre rochas fundidas, com temperaturas chegando talvez a 1.000°C. Os minerais de um granito revelam que este cristalizou na crosta profunda, nas altas temperaturas e pressões que ocorrem quando duas placas continentais colidem e formam montanhas como as do Himalaia.[1] O conhecimento da geologia de uma região permite-nos fazer previsões consistentes sobre os locais onde há possibilidade de descobrir recursos minerais de importância econômica.

O assunto deste capítulo é a **mineralogia** – ramo da Geologia que estuda a composição, a estrutura, a aparência, a estabilidade, os tipos de ocorrência e as associações de minerais.



O que é um mineral?

Os minerais são os constituintes básicos das rochas: na maioria dos casos, com ferramentas apropriadas, pode-se separar cada um dos minerais que as constituem.





Figura 3.1 O mineral calcita é encontrado nas conchas de muitos organismos, como os foraminíferos. [*Esquerda*: Lester V. Bergman/Corbis; *direita*: Cushman Foundation for Foraminiferal Research, 1987]

Poucos tipos de rochas, como os calcários, contêm apenas um mineral (nesse caso, a calcita). Outros tipos, como o granito, são constituídos de vários minerais diferentes. Para identificar e classificar os diversos tipos de rochas que compõem a Terra e entender como se formaram, devemos conhecer os minerais.

Os geólogos definem um **mineral** como uma *substância de ocorrência natural, sólida, cristalina, geralmente inorgânica, com uma composição química específica*. Os minerais são homogêneos: não podem ser divididos, por meios mecânicos, em componentes menores. Vamos examinar detalhadamente a seguir cada parte da nossa definição de mineral.

De ocorrência natural... Para ser qualificada como um mineral, uma substância deve ser encontrada na natureza. Os diamantes que são retirados das minas da África do Sul são minerais. Os exemplares sintéticos, produzidos em laboratórios industriais, não são considerados minerais, nem os milhares de produtos inventados pelos químicos.

Substância sólida cristalina... Os minerais são substâncias sólidas – não são líquidos nem gases. Quando dizemos que um mineral é *cristalino*, queremos nos referir ao fato de que as minúsculas partículas de matéria, ou átomos, que o compõem estão dispostas em um arranjo tridimensional ordenado e repetitivo. Os materiais sólidos que não têm um arranjo ordenado desse tipo são considerados *vítreos* ou *amorfos* (sem forma) e por convenção não são considerados minerais. O vidro de janela é amorfo, como também alguns vidros naturais formados durante as erupções vulcânicas. Mais adiante, neste capítulo, discutiremos com mais detalhe os processos que formam os materiais cristalinos.

Geralmente inorgânico... Os minerais são definidos como substâncias inorgânicas, excluindo assim os materiais orgânicos que formam os corpos das plantas e dos animais. A matéria orgânica é composta de carbono orgânico, que é a forma de carbono encontrada em todos os organismos vivos ou mortos. A vegetação em decomposição em um pântano pode ser transformada, por processos geológicos, em carvão, que também é feito de carbono orgânico, mas, embora forme depósitos naturais, o carvão não é tradicionalmente considerado um mineral. Muitos minerais são, entretanto, secretados por organismos.[2] Um desses minerais, a calcita (**Figura 3.1**), forma as conchas de ostras e de muitos outros organismos e contém carbono inorgânico. A calcita dessas conchas, que constitui a parte principal de muitos calcários, satisfaz a definição de mineral, por ser inorgânica e cristalina.

...Com uma composição química específica A chave para entendermos a composição dos materiais que formam a Terra reside em conhecer como os elementos químicos estão organizados nos minerais. O que torna cada mineral único é a sua composição química e a forma como estão dispostos os átomos na sua estrutura interna. A composição química de um mineral, dentro de limites definidos, tanto pode ser fixa como variável. O quartzo, por exemplo, tem uma proporção fixa de dois átomos de oxigênio para um de silício. Essa proporção nunca muda, embora o quartzo possa ser encontrado em muitos tipos de rochas. Os componentes da olivina – ferro, magnésio e silício – sempre ocorrem em uma proporção fixa. Embora a razão entre o número de átomos de ferro e magnésio possa variar, a proporção entre a soma dos mesmos e o total de átomos de silício sempre permanece constante.



A estrutura atômica da matéria

Os dicionários modernos listam muitos significados para a palavra *átomo* e seus derivativos. Uma das primeiras definições encontradas é "*...algo considerado como a menor parte possível de qualquer material*". Para os gregos antigos, *átomo* significava "indivisível". John Dalton (1766-1844), um químico in-

glês, considerado o pai da teoria atômica moderna, propôs que os átomos fossem partículas de matéria de vários tipos, tão pequenas que não poderiam ser vistas com qualquer microscópio e tão universais que comporiam todas as substâncias. Em 1805, Dalton formulou a hipótese de que cada elemento químico consiste em diferentes tipos de átomos, todos os átomos de um dado elemento químico são idênticos e os compostos químicos são formados por várias combinações de átomos de diferentes elementos em proporções definidas.

No início do século XX, os físicos, químicos e mineralogistas, trabalhando a partir das idéias de Dalton, conseguiram entender a estrutura da matéria de uma forma muito próxima daquela aceita atualmente. Sabemos hoje que um **átomo** é a menor parte de um elemento que conserva as propriedades físicas e químicas deste. Também sabemos que os átomos são as menores unidades de matéria que se combinam nas reações químicas e que os próprios átomos são divisíveis em unidades ainda menores.

A estrutura dos átomos

O conhecimento da estrutura dos átomos permite-nos predizer como os elementos químicos irão reagir uns com os outros, formando novas estruturas cristalinas. Para informações mais detalhadas a respeito da estrutura dos átomos, consulte o Apêndice 4.

O núcleo: prótons e nêutrons No centro de cada átomo há um **núcleo** denso, no qual está contida virtualmente toda a massa do átomo, e que é composto de dois tipos de partículas: prótons e nêutrons (**Figura 3.2**). O **próton** tem uma carga elétrica positiva +1. O **nêutron** é eletricamente neutro – isto é, sem carga. Os átomos de um mesmo elemento químico podem ter diferentes números de nêutrons, mas o número de prótons não varia. Por exemplo, todos os átomos de carbono têm seis prótons.

Elétrons Circundando o núcleo há uma nuvem de partículas em movimento, os **elétrons**, cada qual com uma massa tão pequena que, por convenção, é considerada de valor zero. Cada elétron tem uma carga elétrica –1. O número de prótons de qualquer átomo é balanceado pelo mesmo número de elétrons da nuvem que circunda o núcleo; portanto, um átomo é eletricamente neutro. Assim, o núcleo de um átomo de carbono é circundado por seis elétrons (ver Figura 3.2).

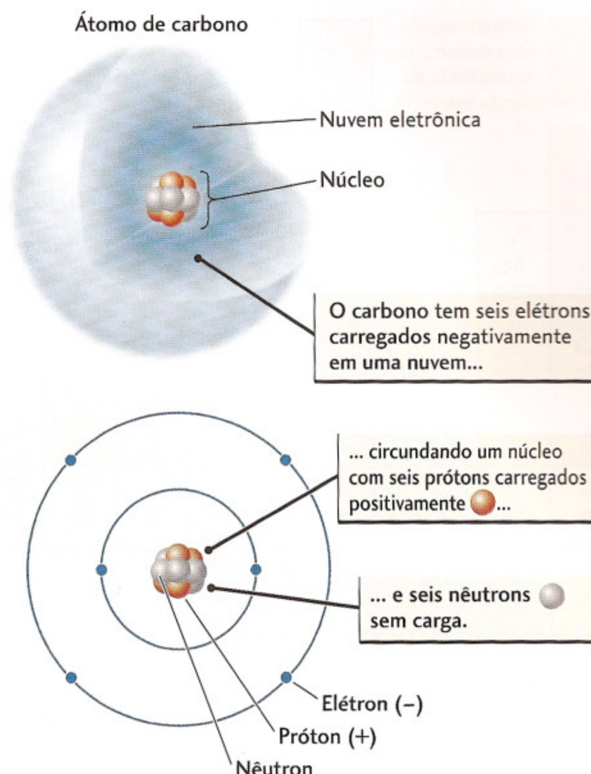


Figura 3.2 Estrutura eletrônica do átomo de carbono (carbono-12). Os elétrons, cada um com carga –1, são representados como uma nuvem carregada negativamente, que circunda o núcleo; este contém seis prótons, cada qual com carga +1, e seis nêutrons, cada qual com carga zero. No desenho, o tamanho do núcleo está representado numa escala muito exagerada em relação ao da nuvem eletrônica, sendo, na realidade, muito menor.

Número atômico e massa atômica

O número de prótons do núcleo de um átomo é chamado **número atômico**. Como todos os átomos de um mesmo elemento têm igual número de prótons, então, eles também têm o mesmo número atômico. Todos os átomos com seis prótons, por exemplo, são átomos de carbono (número atômico 6). De fato, o número atômico de um elemento pode nos dizer tantas coisas sobre o seu comportamento, que a tabela periódica foi organizada de acordo com esse número (**Figura 3.3**). Por exemplo, os elementos de uma mesma coluna, tais como carbono e silício, tendem a reagir de forma similar. Para mais detalhes acerca da tabela periódica, veja o Apêndice 4.

A **massa atômica** de um elemento é a soma das massas de seus prótons e nêutrons. (Os elétrons, por terem uma massa muito pequena, não são incluídos nessa soma.) Embora o número de prótons seja constante, os átomos de um mesmo elemento químico podem ter diferentes números de nêutrons e, portanto, diferentes massas atômicas. Esses vários tipos de átomos são chamados de **isótopos**. Todos os isótopos do elemento carbono, por exemplo, têm seis prótons, podendo ter 6, 7 e 8 nêutrons, cujas massas atômicas serão, portanto, 12, 13 e 14, respectivamente.

Na natureza, os elementos químicos existem como misturas de isótopos e, assim, suas massas atômicas nunca são números inteiros. A massa atômica do carbono, por exemplo, é 12,011. É próxima a 12, porque o isótopo carbono-12 é, de longe, muito mais abundante. A abundância relativa entre os diferentes isótopos de um elemento na Terra é determinada por processos específicos que causam o aumento da quantidade de alguns isótopos em relação aos outros. A maior abundância do carbono-12, por exemplo, é favorecida por algumas reações, tais como a fotossíntese, nas quais os compostos de carbono orgânico são produzidos a partir de compostos de carbono inorgânico.

Elementos com maior abundância na crosta terrestre

Elementos de menor abundância, mas de grande importância geológica

Carbono 6 C 12,011 — Nome do elemento; Número atômico; Símbolo; Massa atômica

Hidrogênio 1 H 1,0079																	Hélio 2 He 4,0026
Lítio 3 Li 6,941	Berílio 4 Be 9,0122											Boro 5 B 10,811	Carbono 6 C 12,011	Nitrogênio 7 N 14,0067	Oxigênio 8 O 15,9994	Flúor 9 F 18,9984	Neônio 10 Ne 20,1797
Sódio 11 Na 22,9898	Magnésio 12 Mg 24,3050											Alumínio 13 Al 26,9815	Silício 14 Si 28,0855	Fósforo 15 P 30,9738	Enxofre 16 S 32,066	Cloro 17 Cl 35,4527	Argônio 18 Ar 39,948
Potássio 19 K 39,0983	Cálcio 20 Ca 40,078	Escândio 21 Sc 44,9559	Titânio 22 Ti 47,867	Vanádio 23 V 50,9415	Cromo 24 Cr 51,9961	Manganês 25 Mn 54,9380	Ferro 26 Fe 55,845	Cobalto 27 Co 58,9332	Níquel 28 Ni 58,6934	Cobre 29 Cu 63,546	Zinco 30 Zn 65,39	Gálio 31 Ga 69,723	Germânio 32 Ge 72,61	Arsênio 33 As 74,9216	Selênio 34 Se 78,96	Bromo 35 Br 79,904	Criptônio 36 Kr 83,80
Rubídio 37 Rb 85,4678	Estrôncio 38 Sr 87,62	Ítrio 39 Y 88,9059	Zircônio 40 Zr 91,224	Nióbio 41 Nb 92,9064	Molibdênio 42 Mo 95,94	Tecnécio 43 Tc (97,907)	Rutênio 44 Ru 101,07	Ródio 45 Rh 102,9055	Paládio 46 Pd 106,42	Prata 47 Ag 107,8682	Cádmio 48 Cd 112,411	Índio 49 In 114,818	Estanho 50 Sn 118,710	Antimônio 51 Sb 121,760	Telúrio 52 Te 127,60	Iodo 53 I 126,9045	Xenônio 54 Xe 131,29
Césio 55 Cs 132,9054	Bário 56 Ba 137,327	Lantânio 57 La 138,9055	Háfnio 72 Hf 178,49	Tântalo 73 Ta 180,9479	Tungstênio 74 W 183,84	Rênio 75 Re 186,207	Ósmio 76 Os 190,2	Irídio 77 Ir 192,22	Platina 78 Pt 195,08	Ouro 79 Au 196,9665	Mercúrio 80 Hg 200,59	Tálio 81 Tl 204,3833	Chumbo 82 Pb 207,2	Bismuto 83 Bi 208,9804	Polônio 84 Po (208,98)	Astatínio 85 At (209,99)	Radônio 86 Rn (222,02)
Frâncio 87 Fr (223,02)	Rádio 88 Ra (226,0254)	Actínio 89 Ac (227,0278)	Rutherfórdio 104 Rf (261,11)	Dúbnio 105 Db (262,11)	Seabórgio 106 Sg (263,12)	Bóhrio 107 Bh (262,12)	Hássio 108 Hs (265)	Meitnério 109 Mt (266)			Unúmbio 112 Uub (277)						

Cério 58 Ce 140,115	Praseodímio 59 Pr 140,9076	Neodímio 60 Nd 144,24	Promécio 61 Pm (144,91)	Samário 62 Sm 150,36	Európio 63 Eu 151,965	Gadolínio 64 Gd 157,25	Térbio 65 Tb 158,9253	Dysprosium 66 Dy 162,50	Holmium 67 Ho 164,9303	Érbio 68 Er 167,26	Túlio 69 Tm 168,9342	Itérbio 70 Yb 173,04	Lutécio 71 Lu 174,967
Tório 90 Th 232,0381	Protactínio 91 Pa 231,0388	Urânio 92 U 238,0289	Netúnio 93 Np (237,0482)	Plutônio 94 Pu (244,664)	Americío 95 Am (243,061)	Cúrio 96 Cm (247,07)	Berquélio 97 Bk (247,07)	Califórnio 98 Cf (251,08)	Einstênio 99 Es (252,08)	Férmio 100 Fm (257,10)	Mendelévio 101 Md (258,10)	Nobélio 102 No (259,10)	Laurêncio 103 Lr (262,11)

Figura 3.3 A tabela periódica organiza os elementos em ordem crescente de número atômico (nas linhas, da esquerda para a direita). Os elementos de particular importância geológica estão realçados.



Reações químicas

A estrutura de um átomo determina suas reações químicas com os demais. As **reações químicas** são interações entre átomos de dois ou mais elementos químicos em certas proporções fixas, produzindo novas substâncias químicas – os compostos químicos. Por exemplo, quando dois átomos de hidrogênio combinam-se com um de oxigênio, formam um novo composto químico que chamamos de água (H_2O). As propriedades de um composto químico formado no decorrer de uma reação podem ser inteiramente diferentes daquelas dos seus elementos constituintes. Por exemplo, quando um átomo de sódio, um metal, combina-se com um átomo de cloro, um gás nocivo, forma-se o composto químico cloreto de sódio, mais conhecido como sal de cozinha. Representa-se esse composto pela fórmula química *NaCl*, na qual o símbolo *Na* refere-se ao elemento sódio e o *Cl*, ao cloro (a cada elemento químico foi atribuído um símbolo próprio, que se usa à maneira de uma notação taquigráfica, para escrever fórmulas e equações químicas).

Os compostos químicos, tais como os minerais, são formados por **transferências de elétrons** entre os átomos reagentes ou por **compartilhamento de elétrons** entre eles. Na reação entre os átomos de sódio (Na) e de cloro (Cl), para formar cloreto de sódio (NaCl), o átomo de sódio perde um elétron, que é transferido para o cloro (**Figura 3.4**). Como o átomo de cloro recebeu um elétron com carga negativa, ficou agora carregado negativamente (Cl^-). Da mesma forma, a perda de um elétron dá ao sódio uma carga positiva (Na^+). O composto NaCl permanece eletricamente neutro, pois a carga positiva do Na^+ é exatamente balanceada pela carga negativa do Cl^-. Um íon carregado positivamente é denominado de **cátion**, e um íon carregado negativamente é chamado de **ânion**.



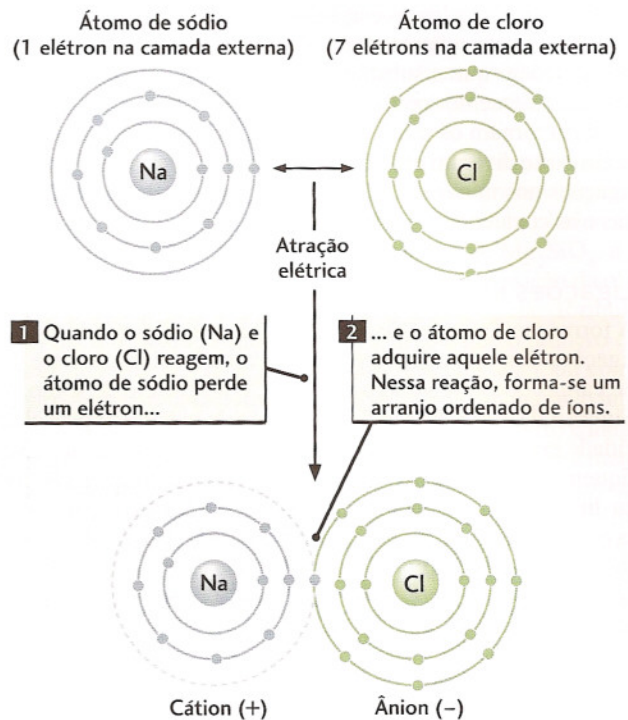


Figura 3.4 O sal de cozinha, NaCl, é formado pela reação entre átomos de cloro e de sódio. [C. D. Winter/Photo Researchers]

Os átomos que não reagem por meio de perdas ou ganhos de elétrons combinam-se quimicamente por compartilhamento de elétrons. O carbono e o silício, dois dos mais abundantes elementos da crosta terrestre, tendem a formar compostos por meio de compartilhamento de elétrons. O diamante é um composto formado inteiramente por átomos de carbono que compartilham elétrons entre si (**Figura 3.5**).



Ligações químicas

Os íons ou átomos de elementos que formam os compostos são mantidos juntos por forças de atração entre elétrons e prótons, que chamamos de ligações químicas. As atrações químicas entre elétrons compartilhados ou elétrons cedidos ou ganhos po-

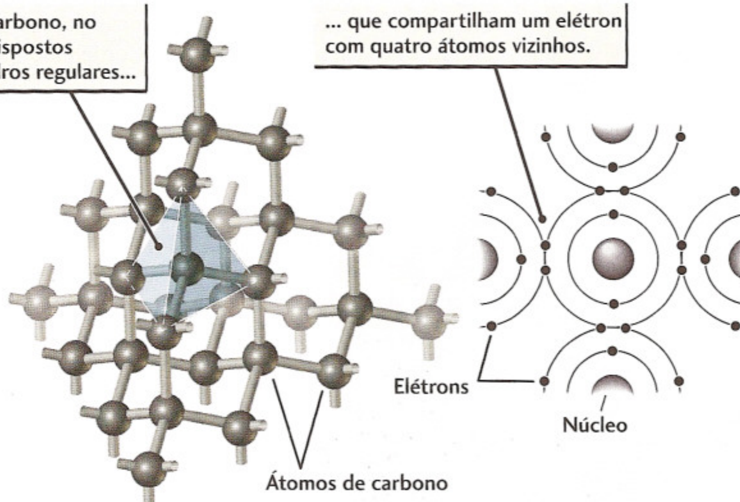


Figura 3.5 O compartilhamento de elétrons no diamante. O mineral diamante é composto por um único elemento, o carbono. Cada átomo de carbono compartilha seus quatro elétrons com quatro átomos de carbono adjacentes.

dem ser fortes ou fracas e as ligações criadas por essas atrações podem ser conseqüentemente fortes ou fracas. As ligações fortes impedem que a substância decomponha-se quimicamente nos seus elementos constituintes ou em outros compostos. Elas também tornam os minerais duros e impedem que eles se quebrem ou se dividam em partes. Existem dois principais tipos de ligações nos minerais que formam as rochas: as ligações iônicas e as covalentes.

Ligações iônicas

A forma mais simples de ligação química é a **ligação iônica**. As ligações desse tipo formam-se pela atração elétrica entre íons de cargas opostas, como o Na^+ e o Cl^- no cloreto de sódio (ver Figura 3.4). Essa atração é exatamente do mesmo tipo da eletricidade estática que faz com que as roupas de náilon ou de seda fiquem grudadas ao nosso corpo.[3] A força de uma ligação iônica diminui muito à medida que a distância entre os íons aumenta e é mais forte se as cargas elétricas destes forem maiores. As ligações iônicas são predominantes nas estruturas cristalinas: *cerca de 90% de todos os minerais são compostos essencialmente iônicos.*

Ligações covalentes

Os elementos que não ganham nem perdem elétrons facilmente para formar íons e que, ao invés disso, formam compostos por compartilhamento eletrônico ligam-se uns aos outros por meio de **ligações covalentes**, que são, em geral, mais fortes que as ligações iônicas. Um exemplo de mineral com estrutura cristalina ligada por meio de covalência é o diamante, que se compõe unicamente do elemento carbono. Os átomos de carbono têm quatro elétrons na camada de valência e adquirem mais quatro por compartilhamento. No diamante, cada átomo de carbono (nesse caso, não se trata de íon) é circundado por quatro outros átomos, dispostos segundo um tetraedro regular, ou seja, uma forma piramidal de quatro faces triangulares (ver Figura 3.5). Nessa configuração, cada átomo de carbono compartilha um elétron com cada um de seus átomos vizinhos, o que resulta em uma configuração muito estável. A Figura 3.5 mostra um retículo formado por tetraedros de carbono ligados entre si.

Os átomos de elementos metálicos, que têm forte tendência de perder elétrons, são empacotados como se fossem cátions e os elétrons, que permanecem livres para mover-se, são compartilhados e ficam dispersos entre os íons. Esse compartilhamento de elétrons livres resulta em um tipo de ligação covalente chamada de **ligação metálica**, que ocorre em poucos minerais, entre eles, o cobre metálico e alguns sulfetos.

As ligações químicas de alguns minerais têm caráter intermediário entre ligações puramente iônicas e puramente covalentes, pois alguns elétrons são trocados, enquanto outros são compartilhados.



A estrutura atômica dos minerais

Os minerais podem ser estudados segundo dois pontos de vista complementares: como cristais (ou grãos) que podem ser vistos a olho nu, ou como agrupamentos de átomos submicroscópicos organizados segundo um arranjo tridimensional ordenado. De agora em diante, vamos estudar em detalhe as formas ordenadas que caracterizam a estrutura dos minerais e as condições em que são formados. Mais adiante, neste capítulo, veremos de que maneira a estrutura cristalina dos minerais se manifesta nas suas propriedades físicas. Entretanto, primeiramente, vamos voltar à discussão dos processos que levam à formação dos minerais.

Como se formam os minerais?

Os minerais formam-se pelo processo de **cristalização**, que é o crescimento de um sólido a partir de um gás ou líquido cujos átomos constituintes agrupam-se segundo proporções químicas e arranjos cristalinos adequados (lembre-se de que os átomos dos minerais são organizados segundo um arranjo tridimensional ordenado). Um exemplo de cristalização e estrutura cristalina são as ligações de átomos de carbono do diamante, que é um mineral constituído por ligações covalentes. Os átomos de carbono juntam-se em tetraedros, cada qual ligado a outros, constituindo uma estrutura tridimensional regular a partir de um grande número de átomos (ver Figura 3.5). À medida que o cristal de diamante cresce, estende sua estrutura tetraédrica em todas as direções, sempre adicionando novos átomos e seguindo um arranjo geométrico próprio. Os diamantes podem ser sintetizados em altas temperaturas e pressões, que reproduzem as condições do manto terrestre.

Os íons sódio e cloreto, que constituem o cloreto de sódio, um mineral cujas ligações são iônicas, também cristalizam segundo um arranjo tridimensional ordenado. Na **Figura 3.6**a,

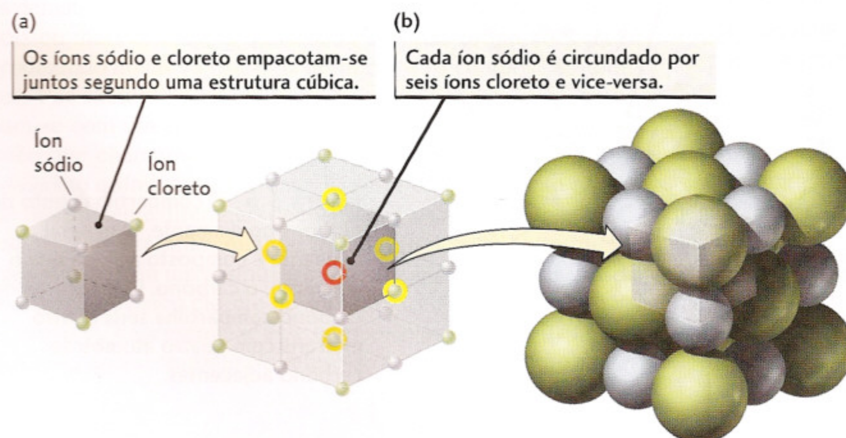


Figura 3.6 Estrutura do cloreto de sódio. (a) As linhas tracejadas entre os íons mostram a geometria cúbica desse mineral; elas não estão representando ligações. Note que cada íon sódio é circundado por seis íons cloreto. (Os íons não foram desenhados em escala). (b) Os tamanhos relativos entre os íons sódio e cloreto permitem que eles se empacotem conjuntamente, em uma estrutura cúbica. A ilustração mantém a proporcionalidade entre os tamanhos dos íons.

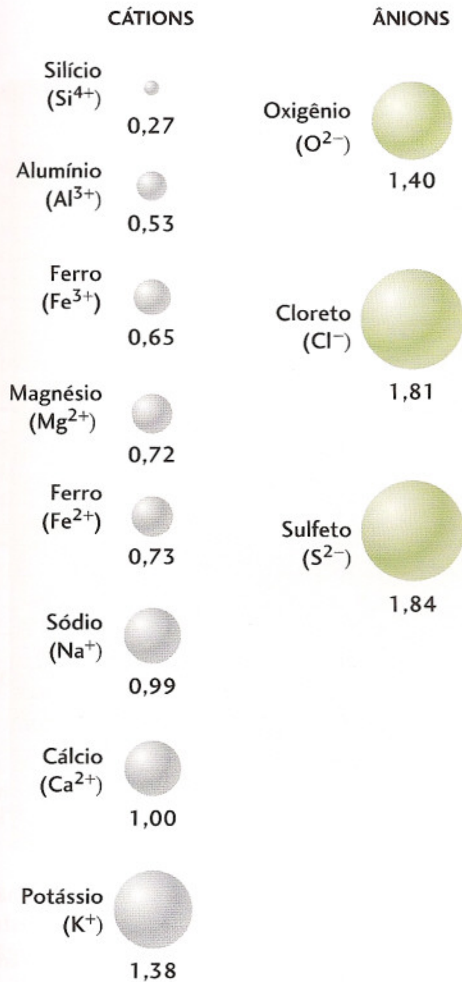


Figura 3.7 Os tamanhos dos íons, na forma em que são comumente encontrados em minerais formadores de rocha. Os raios iônicos são dados em 10^{8+} cm. [Fonte: L. G. Berry, B. Mason and R. V. Dietrich, *Mineralogy*. San Francisco: W. H. Freeman, 1983]

podemos ver como é a geometria desse agrupamento, onde cada íon de um elemento é circundado por seis íons do outro, formando uma série de estruturas *cúbicas* que se estendem em três direções. Podemos assim considerar os íons como se fossem esferas rígidas, empacotadas em conjunto e formando unidades estruturais que se ajustam precisamente. A Figura 3.6b mostra as dimensões relativas dos íons no NaCl, cuja unidade estrutural básica contém seis íons vizinhos uns dos outros, sendo que os tamanhos relativos dos íons sódio e cloreto permitem que eles se encaixem em um arranjo precisamente ajustado.

Nos minerais mais comuns, a maioria dos cátions é pequena e a dos ânions é grande (**Figura 3.7**), como é o caso do ânion mais comum na Terra, o oxigênio. Como os ânions tendem a ser maiores que os cátions, é evidente que a maior parte do espaço de um cristal é ocupada por ânions e que os cátions ocupam os espaços entre estes. Como conseqüência, as estruturas cristalinas são em grande parte determinadas pela forma como os ânions estão dispostos e pela maneira como os cátions se colocam entre eles.

Os cátions com tamanhos e cargas semelhantes tendem a substituir-se mutuamente e formar compostos de mesma estrutura cristalina, mas com composições químicas diferentes. A *substituição catiônica* é comum em minerais contendo o íon silicato (SiO_4^{4-}) e esse processo pode ser ilustrado pela olivina, um mineral do tipo silicato que é abundante em muitas rochas vulcânicas.

Os íons ferro (Fe^{2+}) e magnésio (Mg^{2+}) têm tamanhos semelhantes e duas cargas positivas, podendo então substituir-se mutuamente com muita facilidade na estrutura da olivina. A composição da olivina puramente magnesiana é Mg_2SiO_4, e a da olivina puramente ferrífera é Fe_2SiO_4. A composição da olivina contendo ferro e magnésio é dada pela fórmula $(Mg,Fe)_2SiO_4$, o que significa simplesmente que o número de cátions de ferro e de magnésio pode variar, mas seu total combinado (expresso pelo número 2 na fórmula da olivina) não muda em relação a cada íon SiO_4^{4-}. A proporção entre ferro e magnésio é determinada pela abundância relativa[4] dos dois elementos no material fundido a partir do qual a olivina cristalizou-se. Em muitos minerais silicáticos, o alumínio (Al) substitui o silício (Si). Os íons alumínio e silício são tão similares em tamanho que o primeiro pode tomar o lugar do segundo em muitas estruturas cristalinas. A diferença de carga entre o alumínio (3+) e o silício (4+) é então compensada pelo aumento do número de outros cátions, como o sódio (1+).

A cristalização começa com a formação de **cristais** microscópicos individuais, que são arranjos tridimensionais ordenados de átomos, nos quais o arranjo básico repete-se em todas as direções. Os limites dos cristais são superfícies planas chamadas de *faces cristalinas*. As faces cristalinas de um mineral são a expressão externa da estrutura atômica interior. Na **Figura 3.8** são mostrados desenhos de cristais perfeitos (que raramente ocorrem na natureza) junto com fotografias de dois minerais.

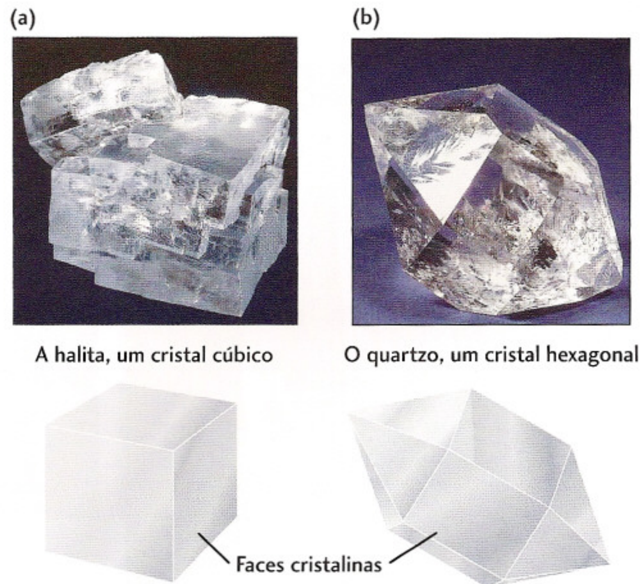


Figura 3.8 Cristais perfeitos. Os cristais perfeitos são raros, mas, independentemente do grau de irregularidade das faces, os ângulos são exatamente os mesmos. [(a) Ed Degginger and Bruce Coleman, (b) Breck P. Kent]

Os cubos dos cristais de halita, com suas formas geométricas simples, correspondem ao arranjo cúbico de seus íons. A forma sextavada (hexagonal) do cristal de quartzo corresponde a sua estrutura atômica interna hexagonal.

Os grandes cristais com faces bem definidas formam-se quando o crescimento é lento e estável e quando há espaço adequado para permitir o crescimento sem interferência de outros cristais próximos. Por essa razão, a maioria dos grandes cristais forma-se em espaços abertos nas rochas, tais como fraturas e cavidades (**Figura 3.9**).

Entretanto, comumente ou os espaços entre os cristais em crescimento encontram-se preenchidos ou, então, a cristalização ocorre com muita rapidez. Dessa forma, os cristais acabam crescendo uns sobre os outros e coalescem para se tornar uma massa sólida de partículas cristalinas, chamadas de *grãos*. Nesse caso, poucos grãos ou nenhum terão faces cristalinas (ver Figura 3.9). Cristais suficientemente grandes para serem vistos a olho nu são raros, mas muitos dos minerais microscópicos nas rochas têm faces cristalinas.

Diferentemente dos minerais cristalinos, os materiais vítreos – que, por se solidificarem tão rapidamente a partir de líquidos, não têm qualquer ordem atômica interna – não formam cristais com faces planas. Ao invés disso, eles são encontrados como massas com superfícies curvas, irregulares. O mais comum dos vidros é o vidro vulcânico.



Figura 3.10 Um depósito de halita do Sultanato de Omã. Esse depósito, que tem mais de 500 milhões de anos, foi amostrado por uma sondagem profunda. A banda negra é matéria orgânica concentrada, derivada de microrganismos que viveram em ambientes extremamente hipersalinos, formados quando um antigo oceano secou. [John Grotzinger]

Quando se formam os minerais?

Uma maneira de se começar um processo de cristalização é diminuir a temperatura de um líquido abaixo de seu ponto de congelamento. Para a água, por exemplo, 0°C é a temperatura abaixo da qual os cristais de gelo, que é um mineral, começam a se formar. Da mesma forma, um magma – que é uma rocha líquida derretida quente – cristaliza minerais sólidos à medida que se resfria. Quando a temperatura de um magma cai abaixo do seu ponto de fusão, que pode ser mais alto que 1.000°C, os cristais de silicatos como a olivina ou o feldspato começam a se formar. (Os geólogos normalmente utilizam ponto de fusão de magmas em vez de ponto de congelamento, pois esta palavra, em geral, implica temperaturas baixas.)

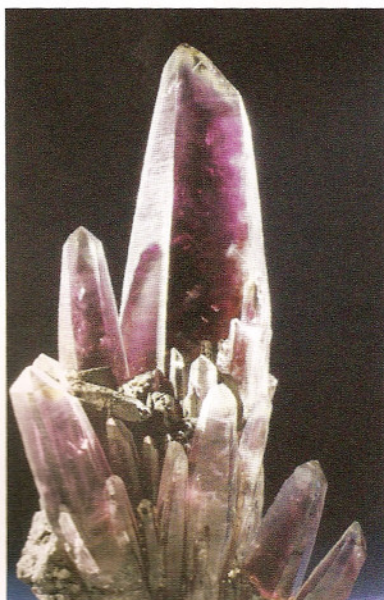


Figura 3.9 Amostra de ametista, com cristais grandes e bem formados [José Manuel Sanchis Calvete/Corbis]

Outro conjunto de condições capaz de produzir cristalização é aquele que ocorre quando os líquidos de uma solução evaporam. Uma solução forma-se quando uma substância química é dissolvida em outra, como o sal na água. À medida que a água evapora de uma solução salina, a concentração de sal torna-se tão alta que a solução é dita saturada – não pode mais conter sal. Se a evaporação continuar, o sal começa a **precipitar**, isto é, abandona a solução sob a forma de cristais. Depósitos de halita, que é o sal de cozinha, formam-se exatamente nessas condições, ou seja, quando a água do mar evapora até o ponto de saturação, em baías ou braços de mares de climas quentes e áridos (**Figura 3.10**).

O diamante e a grafita (que é usada na fabricação de lápis) exemplificam os efeitos dramáticos que a temperatura e a pressão podem exercer na cristalização de minerais. Esses dois minerais são **polimorfos**, ou seja, estruturas alternativas de um único composto químico (**Figura panorâmica 3.11**). Ambos são formados por carbono têm diferentes estruturas

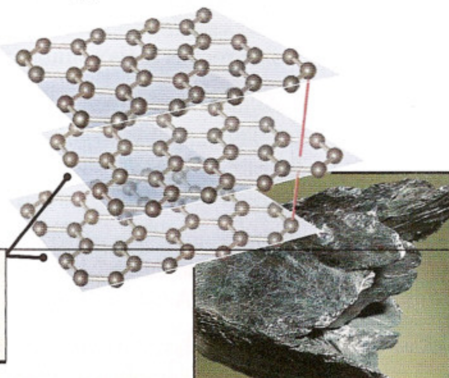
O CARBONO E O SILÍCIO EXISTEM COMO MINERAIS POLIMÓRFICOS

MINERAIS POLIMORFOS DO CARBONO (a) Grafita

1 Polimorfos são estruturas alternativas de um único composto químico, nesse caso, de carbono.

2 A grafita forma-se em pressões e temperaturas mais baixas que o diamante.

3 Seus átomos de carbono formam folhas cujos átomos têm um empacotamento mais aberto que aquele do diamante.



Grafita

(b) Diamante

4 O diamante natural é formado nas altas pressões e temperaturas do manto terrestre.

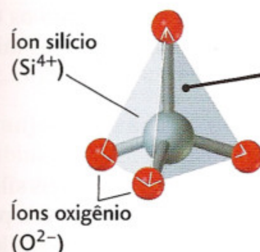
5 Seus átomos de carbono têm um empacotamento fechado.



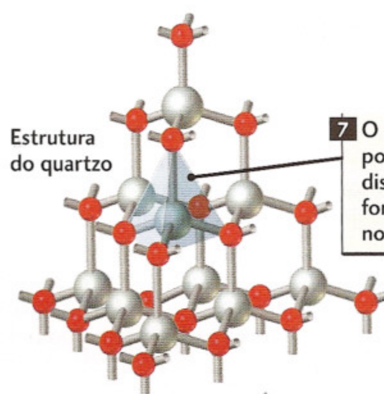
Diamante

O ÍON SILICATO E OS MINERAIS POLIMORFOS DE SILICATOS[5]

(c) Íon silicato (SiO_4^{4-})



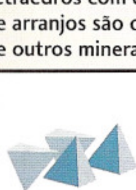
6 O íon silicato forma tetraedros com um íon central de silício circundado por quatro íons.



7 O quartzo é composto por tetraedros de silicato dispostos da mesma forma que os tetraedros no diamante.

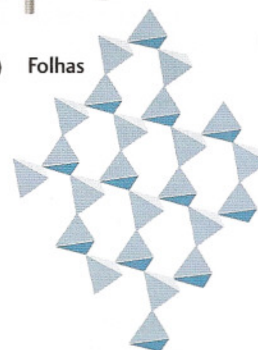
(d) Tetraedros isolados (e) Cadeias simples (f) Cadeias duplas (g) Folhas (h) Arranjos tridimensionais

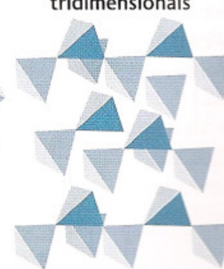
8 Tetraedros com diferentes tipos de arranjos são característicos de outros minerais silicáticos.

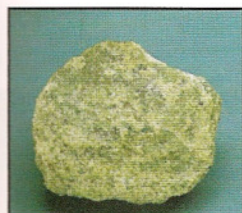




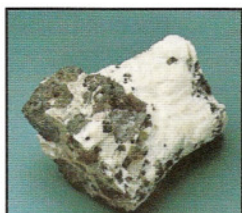








Olivina



Piroxênio



Anfibólio



Moscovita



Feldspato

Figura panorâmica 3.11 Os polimorfos de carbono e as estruturas dos silicatos. [*Grafita*: John A. Jaszczak, Michigan Technological University. *Diamante*: Charles O'Rear/Corbis. *Olivina*: Chip Clark. *Piroxênio*: Chip Clark. *Anfibólio (hornblenda)*: George Whiteley/Photo Researchers. *Moscovita (mica)*: Chip Clark. *Feldspato*: Chip Clark]

cristalinas e sua aparência é, também, bastante diversa (Figura 3.11a e 3.11b). A partir de experimentos e da observação geológica, sabemos que o diamante forma-se e mantém-se estável nas altas pressões e temperaturas do manto terrestre. A alta pressão do manto força os átomos do diamante a ficarem fortemente empacotados e, portanto, o diamante tem uma densidade (massa por unidade de volume) de 3,5 g/cm^3, maior que a da grafita, que tem um empacotamento menos fechado e uma densidade de apenas 2,1g/cm^3. A grafita forma-se e permanece estável em pressões e temperaturas moderadas, tais como as da crosta terrestre.

As baixas temperaturas também podem produzir empacotamentos densos. O quartzo e a cristobalita são polimorfos de sílica (SiO_2). O quartzo forma-se em baixas temperaturas e é relativamente denso (2,7 g/cm^3). A cristobalita, que se forma em temperaturas mais altas, tem uma estrutura mais aberta e, portanto, é menos densa.



Minerais formadores de rochas

Os minerais são classificados em oito grupos de acordo com sua composição química, sendo seis deles listados no Quadro 3.1.[6] Alguns minerais, como o cobre, ocorrem naturalmente como elementos puros não-ionizados e são classificados como elementos nativos. A maioria dos demais minerais é classificada de acordo com seus ânions. A olivina, por exemplo, é classificada como silicato por causa de seu ânion, que tem a fórmula SiO_4^{4-}. A halita (NaCl) e sua parente próxima, a silvita, que é o cloreto de potássio (KCl), são ambas classificadas como haletos por causa de seu ânion, o Cl^-.

Embora se conheçam milhares de minerais, os geólogos comumente se deparam com pouco mais de 30 minerais diferentes, sendo esses os principais constituintes da maioria das rochas crustais e, por esse motivo, denominados de *minerais formadores de rochas*. O pequeno número de minerais formadores de rochas existentes é conseqüência do reduzido número de elementos encontrados dentre os mais abundantes da crosta terrestre. Como aprendemos no Capítulo 1, 99% da crosta são constituídos por somente nove elementos.

Nas páginas seguintes, vamos estudar os minerais formadores de rochas mais comuns, quais sejam:

- *Silicatos*, os minerais mais abundantes da crosta terrestre, são formados pela combinação de oxigênio (O) e silício (Si) – os dois elementos de maior ocorrência na crosta – com cátions de outros elementos.
- *Carbonatos* são minerais constituídos de carbono e oxigênio, na forma de ânion carbonato (CO_3^{2-}) combinado com cálcio e magnésio. A calcita ($CaCO_3$) é um desses minerais.
- *Óxidos* são compostos de ânion oxigênio (O^{2-}) e cátions metálicos; um exemplo é o mineral hematita (Fe_2O_3).
- *Sulfetos* são compostos de ânion sulfeto (S^{2-}) e cátions metálicos. Nesse grupo está incluso o mineral pirita (FeS_2).
- *Sulfatos* são compostos de ânion sulfato (SO_4^{2-}) e cátions metálicos; o grupo inclui o mineral anidrita ($CaSO_4$).

As outras classes químicas de minerais, incluindo os elementos nativos e haletos, não são tão comuns quanto os minerais formadores de rochas.

Silicatos

O constituinte básico de todas as estruturas dos minerais silicáticos é o *íon silicato*. É um tetraedro – uma estrutura em pirâmide com quatro faces – composto de um íon central de silício (Si^{4+}) circundado por quatro íons oxigênio (O^{2-}), que configuram a fórmula SiO_4^{4-} (Figura panorâmica 3.11c). Como o íon silicato tem uma carga negativa, freqüentemente se liga a cátions para formar minerais eletricamente neutros. O íon silicato liga-se tipicamente a cátions como sódio (Na^+), potássio (K^+), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), e ferro (Fe^{2+}). Alternati-

Quadro 3.1 Algumas classes químicas de minerais

Classe	Ânions definidores	Exemplo
Elementos nativos	Nenhum: sem íons carregados	Cobre metálico (Cu)
Óxidos e hidróxidos	Íon oxigênio (O^{2-}) Íon hidroxila (OH^-)	Hematita (Fe_2O_3) Brucita ($Mg[OH]_2$)
Haletos	Cloreto (Cl^-), fluoreto (F^-), brometo (Br^-), iodeto (I^-)	Halita (NaCl)
Carbonatos	Íon carbonato (CO_3^{2-})	Calcita ($CaCO_3$)
Sulfatos	Íon sulfato (SO_4^{2-})	Anidrita ($CaSO_4$)
Silicatos	Íon silicato (SiO_4^{4-})	Olivina (Mg_2SiO_4)

vamente, ele pode compartilhar íons oxigênio com outros tetraedros de silício-oxigênio. Os tetraedros podem estar isolados (ligados somente a cátions), como também podem ligar-se a outros tetraedros de sílica, formando anéis, cadeias simples, cadeias duplas, folhas ou redes, alguns dos quais mostrados na Figura panorâmica 3.11.

Tetraedros isolados Os tetraedros isolados[7] são conectados por meio de uma ligação a um cátion (Figura panorâmica 3.11d). Os cátions, por sua vez, ligam-se aos íons oxigênio de outros tetraedros. Os tetraedros são, assim, isolados uns dos outros por meio de cátions, que os separam por todos os lados. A olivina é um dos minerais formadores de rochas que apresenta essa estrutura.

Arranjos em cadeias simples As cadeias simples[8] formam-se também por compartilhamento de íons oxigênio. Dois íons de oxigênio de cada tetraedro ligam-se a tetraedros adjacentes em uma cadeia de extremidade aberta (Figura panorâmica 3.11e). As cadeias individuais ligam-se a outras cadeias por meio de cátions. Os minerais do grupo dos piroxênios são silicatos de cadeias simples. A enstatita, um piroxênio, é composta de íons de ferro ou magnésio, ou ambos, e sua estrutura é limitada a uma cadeia única de tetraedros, na qual os dois cátions podem substituir-se mutuamente, como na olivina. A fórmula $(Mg,Fe)SiO_3$ representa essa estrutura.

Arranjos em cadeias duplas Duas cadeias simples podem combinar-se para formar cadeias duplas ligadas umas às outras por íons oxigênio compartilhados (Figura panorâmica 3.11f). Os minerais do grupo dos anfibólios têm estruturas formadas por cadeias duplas adjacentes, ligadas por cátions. A hornblenda, membro desse grupo, é um mineral extremamente comum nas rochas ígneas e metamórficas. Sua composição é complexa, incluindo cálcio (Ca^{2+}), sódio (Na^+), magnésio (Mg^{2+}), ferro (Fe^{2+}) e alumínio (Al^{3+}).

Estruturas em folha Em estruturas do tipo folha,[9] cada tetraedro compartilha três dos seus íons oxigênio com outros tetraedros para formar empilhamentos de folhas de tetraedros (Figura panorâmica 3.11g), sendo que, entre as folhas de tetraedros, podem estar interacamados os cátions. Os silicatos mais abundantes com estrutura em folha são as micas e os minerais de argila. A moscovita, uma mica cuja fórmula é $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$, é um dos silicatos com estrutura em folha mais comuns, podendo ser encontrada em muitos tipos de rochas. A moscovita pode ser separada em folhas transparentes extremamente finas. A caulinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$), que tem a mesma estrutura em folhas, é um argilomineral comum, encontrado em sedimentos, e constitui a matéria-prima essencial para a fabricação de cerâmica.

Estruturas tridimensionais As redes tridimensionais[10] formam-se à medida que cada tetraedro compartilha todos os seus íons oxigênio com outros tetraedros. Os feldspatos, que são os minerais mais abundantes da crosta terrestre, bem como o quartzo (SiO_2), outro mineral também muito comum, são silicatos com redes tridimensionais de tetraedros (Figura panorâmica 3.11h).

Composição dos silicatos O silicato de composição química mais simples é o dióxido de silício, também chamado sílica (SiO_2), que é encontrado mais freqüentemente na forma do mineral quartzo. Quando os tetraedros de silicato do quartzo se ligam, compartilhando dois íons oxigênio para cada íon silício, a fórmula toma a configuração SiO_2.

Em outros silicatos, as unidades básicas – anéis, cadeias, folhas e estruturas tridimensionais – são ligadas a cátions tais como sódio (Na^+), cálcio (Ca^{2+}), potássio (K^+), magnésio (Mg^{2+}) e ferro (Fe^{2+}). Como já foi mencionado na discussão sobre substituição de cátions, o alumínio (Al^{3+}) substitui o silício em muitos silicatos.

Carbonatos

A calcita (carbonato de cálcio, $CaCO_3$) é um dos minerais não-silicáticos mais abundantes da crosta terrestre, sendo o constituinte principal de um grupo de rochas, os calcários (Figura 3.12). O constituinte básico da calcita, o íon carbonato (CO_3^{2-}), consiste em um íon carbono circundado por três íons de oxigênio, em um triângulo, como visto na Figura 3.12b. O átomo de carbono compartilha elétrons com os átomos de oxigênio. Os grupos de íons carbonato são dispostos em folhas, sendo, de certa forma, similares à estrutura dos silicatos com estrutura foliácea, e são ligados por camadas de cátions (Figura





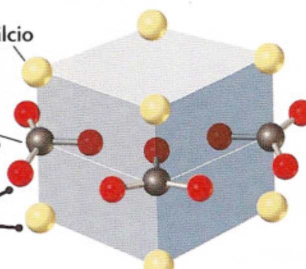


Figura 3.12 Os carbonatos, como a calcita (carbonato de cálcio, $CaCO_3$), têm uma estrutura em camadas. (a) Calcário. [Leonard Lessin/Peter Arnold Inc.] (b) Vista de topo do constituinte básico do carbonato, que é constituído por um íon carbono circundado, em um triângulo, por três íons oxigênio, com uma carga total de −2. (c) Vista das camadas alternadas de íons cálcio e carbonato.



Figura 3.13 Minerais que não fazem parte do grupo dos silicatos: hematita (*esquerda*); espinélio (*direita*). [Chip Clark]

3.12c). As folhas de íons carbonato na calcita são separadas por camadas de íons cálcio. O mineral dolomita, cuja fórmula é $CaMg(CO_3)_2$, que é também um dos principais minerais das rochas crustais, é constituído pelas mesmas folhas de carbonato, separadas por camadas alternadas de íons cálcio e magnésio.

Óxidos

Os minerais do grupo dos óxidos são compostos nos quais o oxigênio é ligado a átomos ou cátions de outros elementos, normalmente íons metálicos como o ferro (Fe^{2+} ou Fe^{3+}). A maioria dos óxidos tem ligações iônicas e suas estruturas são variáveis de acordo com o tamanho dos cátions metálicos. Esse grupo de minerais tem grande importância econômica, pois inclui os minérios da maioria dos metais, tais como cromo e titânio, usados na indústria e nas aplicações tecnológicas de materiais e aparelhos metálicos. A hematita (Fe_2O_3), mostrada na **Figura 3.13**, é o principal minério de ferro.

Outro abundante mineral desse grupo, o espinélio, é um óxido de dois metais, magnésio e alumínio ($MgAl_2O_4$). O espinélio (Figura 3.13) tem uma estrutura cúbica fortemente empacotada e alta densidade (3,6 g/cm^3), refletindo as condições de alta pressão e temperatura em que se forma. O espinélio transparente, com qualidade de gema, lembra o rubi e a safira e pode ser encontrado nas jóias da coroa da Inglaterra e da Rússia.

Sulfetos

Os principais minérios de muitas substâncias importantes – tais como cobre, zinco e níquel – são membros do grupo dos sulfetos. Esse grupo é formado pelos compostos do íon sulfeto (S^{2-}) com cátions metálicos. No íon sulfeto, um átomo de enxofre recebeu dois elétrons em sua camada mais externa. Muitos dos sulfetos parecem metais e quase todos são opacos. O sulfeto mais comum é a pirita (FeS_2), também chamada de "ouro de tolo", devido à sua semelhança com o ouro (**Figura 3.14**).

Sulfatos

A unidade básica de todos os sulfatos é o íon sulfato (SO_4^{2-}). Trata-se de um tetraedro composto por um átomo central de enxofre circundado por quatro íons de oxigênio (O^{2-}). Um dos minerais mais abundantes desse grupo é a gipsita, o componente primário do gesso (**Figura 3.15**). A gipsita forma-se quando a água do mar evapora. Durante a evaporação, o Ca^{2+} e o SO_4^{2-}, dois íons abundantes na água do mar, combinam-se e precipitam como camadas de sedimento, formando sulfato de cálcio ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) (o ponto, nessa fórmula, representa a ligação de duas moléculas de água aos íons cálcio e sulfato).

Outro sulfato de cálcio, a anidrita ($CaSO_4$), difere da gipsita por não conter água. Seu nome é derivado da palavra *anidro*, que significa "sem água". A gipsita é estável nas baixas temperaturas e pressões na superfície terrestre, enquanto a anidrita é estável em temperaturas e pressões mais elevadas, típicas das rochas sedimentares que sofreram soterramento.



Figura 3.14 Uma amostra de pirita, também conhecida como "ouro de tolo". [Lester V. Bergman/Corbis]



Figura 3.15 A gipsita é um sulfato formado pela evaporação da água do mar. [José Manuel Sanchis Calvete/Corbis]



Propriedades físicas dos minerais

Os geólogos usam seus conhecimentos sobre a composição e a estrutura dos minerais para entender as origens das rochas. Para tanto, em primeiro lugar, é necessário identificar os minerais que compõem a rocha, o que é feito por meio de propriedades físicas e químicas, as quais podem ser observadas de modo relativamente fácil. No século XIX e início do XX, os geólogos andavam com estojos de campo para fazer testes químicos preliminares que ajudavam na identificação dos minerais. Um desses testes deu origem à expressão "teste da efervescência", que consiste em pingar uma gota de ácido clorídrico diluído (HCl) no mineral para ver se ele efervesce (**Figura 3.16**). A efervescência indica que o dióxido de carbono (CO_2) está escapando, o que significa que o mineral em questão é provavelmente a calcita, um carbonato.

A parte seguinte deste capítulo será dedicada a rever as propriedades físicas dos minerais, muitas das quais lhes conferem valor de uso prático ou decorativo.

Dureza

A **dureza** é a facilidade com que a superfície de um mineral pode ser riscada. Da mesma forma que o diamante, o mineral mais duro da natureza, risca o vidro, também o quartzo, que é mais duro que o feldspato, pode riscar este último mineral. Em 1822, Friedrich Mohs, um mineralogista austríaco, construiu uma escala (conhecida como **escala de dureza de Mohs**), baseada na facilidade com que um mineral risca o outro. Num extremo da escala, está o mineral mais mole (talco), e, no outro, o mais duro (diamante) (Quadro 3.2). A escala de Mohs é ainda uma das melhores ferramentas para identificar um mineral desconhecido, e, com uma faca de aço e amostras de alguns dos minerais que fazem parte da escala de dureza, um geólogo pode, no campo, determinar a posição que um mineral desconhecido ocupa na escala. Por exemplo, se o mineral desconhecido puder ser riscado por um pedaço de quartzo, mas não pela faca, sua dureza, na escala, estará entre 5 e 7.

Quadro 3.2 Escala de dureza de Mohs

Mineral	Número na escala	Objetos comuns
Talco	1	
Gipsita	2	——— Unha
Calcita	3	——— Moeda[11] de cobre
Fluorita	4	
Apatita	5	——— Lâmina de uma faca
Ortoclásio	6	——— Vidro de janela
Quartzo	7	——— Estilete de aço[12]
Topázio	8	
Coríndon	9	
Diamante	10	

Lembre-se de que as ligações covalentes são geralmente mais fortes que as iônicas. A dureza de um mineral depende da força de suas ligações químicas: quanto mais fortes as ligações, mais duro ele será. Também a estrutura cristalina varia entre os minerais do grupo dos silicatos, o que se traduz em variações de dureza. Por exemplo, a dureza varia desde 1, no talco (um silicato com estrutura em folhas), até 8, no topázio (um silicato formado por tetraedros isolados). A dureza da maioria dos silicatos varia entre 5 e 7, na escala de Mohs, e somente aqueles com estrutura em folhas são relativamente moles, com dureza variável de 1 a 3.

Dentro de grupos específicos de minerais com estruturas cristalinas similares, o aumento da dureza está relacionado a

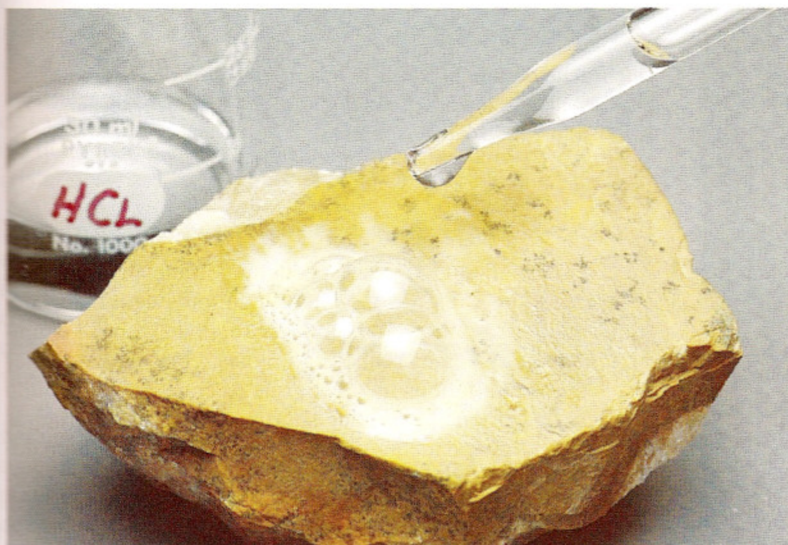


Figura 3.16 Teste com ácido clorídrico. Um método fácil e eficaz para identificar certos minerais é pingar ácido clorídrico diluído (HCl) na substância. Se ela efervescer, indicando escape de dióxido de carbono, o mineral provavelmente é a calcita. [Chip Clark]



JORNAL DA TERRA

3.1 Por que as gemas são tão especiais?

Não se sabe quando o ser humano coletou pela primeira vez um belo cristal mineral e o guardou para si,[13] mas sabe-se que na antiga civilização egípcia, há 4 mil anos, utilizavam-se gemas em colares e em outros adornos.[14] Sem dúvida, esses antigos egípcios sentiam-se atraídos pelas cores e pelos jogos de luz nas superfícies polidas de minerais, como a cornalina, o lápis-lazúli e a turquesa. A cor e o brilho (que é a capacidade de refletir a luz) são até hoje qualidades que ajudam a definir se um mineral é ou não uma gema. Embora o valor atribuído a uma gema seja variável em cada cultura e período histórico, outros atributos necessários parecem ser: beleza, transparência, durabilidade e raridade. A maioria dos minerais tem essas notáveis qualidades, mas as gemas consideradas mais preciosas são o rubi, a safira e, é claro, o diamante.

Um diamante, ao contrário do que as propagandas alegam, pode não ser para sempre – pelo menos em termos geológicos –, mas é algo especial. Seu brilho, os jogos de cores na sua superfície e as cintilações que ele emite são únicos. A origem dessa qualidade repousa na maneira como diamante refrata ou encurva a luz. Essas características são realçadas pela notável capacidade que o diamante tem de partir-se perfeitamente ao longo de determinadas direções do cristal e que os lapidadores utilizam para facilitar o corte preciso das pedras com qualidade de gema. As múltiplas facetas dos diamantes lapidados são polidas para aumentar a aparência cintilante da gema.[15] Suas facetas somente podem ser polidas com a utilização de outros diamantes, pois ele é o mais duro mineral conhecido – é tão duro que pode arranhar qualquer outro mineral e não sofrer danos. A estrutura densamente empacotada e as fortes ligações covalentes entre os átomos de carbono conferem ao diamante essas características, que permitem que ele seja identificado sem erro pelos mineralogistas e joalheiros.

Os rubis e as safiras são variedades gemológicas do coríndon, um mineral comum (óxido de alumínio), que é abundante e tem ampla ocorrência em vários tipos de rochas. Embora menos que o diamante, o coríndon também é extremamente duro. Pequenas quantidades de impurezas produzem as intensas cores que lhe conferem valor. O rubi, por exemplo, é vermelho devido a pequenas quantidades de cromo, a mesma substância que confere à esmeralda sua cor verde.

Gemas como o topázio, a granada, a turmalina, a jade, a turquesa e o zircão são menos valiosas e, por vezes, denominadas semipreciosas.[16] Muitas delas, a exemplo da granada, são constituintes comuns das rochas, onde ocorrem principalmente como pequenos cristais imperfeitos com muitas impurezas e baixa transparência. Entretanto, sob condições especiais, podem formar-se granadas com qualidade de gema. De tempos em tempos, alguns minerais que não são ordinariamente considerados gemas podem gozar de súbita (e talvez temporária) popularidade. A hematita (óxido de ferro) hoje em dia tem essa condição, aparecendo em colares e pulseiras.



Um broche de safira (azul) e diamante (incolor) de Fortunato Pio Castellani, século XIX, do Instituto Smithsonian, século XIX. [Aldo Tutino/Art Resource]

outros fatores, que também aumentam a força das ligações, tais como:

- *Tamanho:* Quanto menores os átomos ou íons, menor a distância entre eles, mais forte a atração elétrica e, portanto, mais forte a ligação.
- *Carga:* Quanto maior a carga dos íons, maior a atração entre eles e, portanto, mais forte a ligação.
- *Empacotamento dos átomos ou íons*: Quanto mais fechado o empacotamento de átomos ou íons, menor a distância entre eles e, portanto, mais forte a ligação.

O tamanho é um fator de especial importância para a dureza da maioria dos óxidos metálicos e sulfetos de metais com grande número atômico – tais como ouro, prata, cobre e chumbo. Os minerais desses grupos são moles, com dureza menor que 3, porque os cátions metálicos que os compõem são muito grandes. Os carbonatos e sulfatos, grupos em que as estruturas têm empacotamento menos denso, também são moles, com dureza menor que 5. Em todos esses grupos, a dureza reflete a força das ligações químicas.

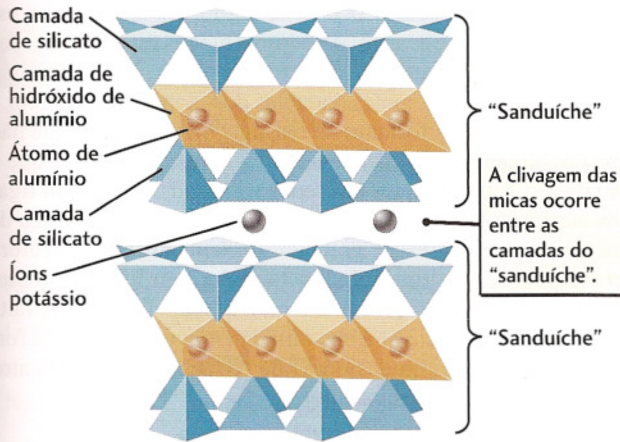




Figura 3.17 A clivagem da mica. O diagrama mostra os planos de clivagem na estrutura do mineral, orientados perpendicularmente ao plano da página. As linhas horizontais marcam as interfaces entre as folhas de tetraedros de sílica-oxigênio e as folhas de hidróxido de alumínio. Estas últimas ligam as duas camadas tetraédricas como se fossem um "sanduíche". Os planos de clivagem localizam-se entre esses "sanduíches" compostos de tetraedros de sílica e de hidróxido de alumínio. A fotografia mostra as finas folhas que se separam ao longo de planos de clivagem. [Chip Clark]

Clivagem

Clivagem é a tendência que um cristal apresenta de partir-se segundo superfícies planares.[17] A perfeição dessas superfícies varia inversamente com a força das ligações: fortes ligações produziriam clivagens imperfeitas; ligações fracas produziriam clivagens perfeitas ou boas. Como conseqüência de sua força, as ligações covalentes geralmente produzem clivagens imperfeitas ou mesmo nenhuma clivagem. As ligações iônicas são geralmente fracas e, assim, produzem excelentes clivagens.

Se as ligações entre alguns dos planos de átomos de um cristal forem fracas, pode-se forçar o mineral a separar-se ao longo desses mesmos planos. A moscovita, que é um silicato da família das micas com estrutura em folhas, quebra-se ao longo de superfícies planares, paralelas e lustrosas, formando folhas transparentes com menos de 1mm de espessura. A excelente clivagem das micas é resultante da fraqueza das ligações entre as camadas de cátions alternadas com folhas de tetraedros de sílica, formando "sanduíches" (**Figura 3.17**).

As clivagens são classificadas de acordo com dois grupos de características: (1) número de planos e padrão de clivagem; (2) qualidade dos planos de clivagem e facilidade com que o cristal se separa ao longo desses planos.

Número de planos; padrão de clivagem O número de planos e os padrões de clivagem são características diagnósticas para a identificação de muitos minerais formadores de rochas. A moscovita, por exemplo, tem somente um plano de clivagem, enquanto a calcita e a dolomita têm três excelentes direções de clivagem, o que dá a elas uma aparência romboidal (**Figura 3.18**).

A estrutura de cada cristal determina a natureza dos seus planos de clivagem e de suas faces cristalinas. Em um dado cristal, o número de planos de clivagem será sempre menor que o de possíveis faces cristalinas, pois faces podem formar-se ao longo de qualquer um dos muitos planos formados por alinhamentos de átomos ou íons, enquanto a clivagem ocorrerá entre os planos



Figura 3.18 Exemplo de clivagem romboidal na calcita. A calcita pode ser clivada por uma leve martelada dada em um formão orientado em direção paralela a um de seus planos de clivagem. [Chip Clark]

que têm ligações fracas entre si. Enquanto todos os cristais de um mesmo mineral exibem a sua clivagem característica, somente alguns mostram suas faces distintivas.

A galena (sulfeto de chumbo, PbS) e a halita (cloreto de sódio, NaCl) clivam-se ao longo de três planos, formando cubos perfeitos. A existência de clivagens em ângulos distintivos ajuda a identificar outro importante grupo de silicatos, os piroxênios e anfibólios, que, se não fosse pelas clivagens, seriam muito parecidos entre si (**Figura 3.19**). Os piroxênios são silicatos de cadeias simples, ligadas umas às outras com uma disposição que provoca o surgimento de planos de clivagem que formam ângulos quase retos (cerca de 90º) entre si. Em secções basais, o padrão de clivagem do piroxênio aparece quase como um quadrado. Em contraste, os anfibólios, formados por cadeias duplas, são ligados de maneira a mostrar dois planos de clivagem, formando ângulos próximos a 60 e 120º entre si e produzindo uma secção em forma de losango.

Qualidade da clivagem e facilidade de separação dos planos A clivagem de um mineral pode ser avaliada como perfeita, boa ou regular, dependendo da qualidade da superfície produzida e da facilidade com que o mineral se separa nos planos de clivagem. A moscovita pode ser facilmente clivada, produzindo superfícies muito lisas, de extrema qualidade; diz-se que sua clivagem é *perfeita*. Os silicatos de cadeias simples e duplas (piroxênios e anfibólios, respectivamente) têm clivagens *boas*. Embora esses minerais quebrem-se facilmente ao longo dos seus planos de clivagem, podem quebrar-se também em outras direções, produzindo superfícies de clivagem não tão lisas quanto as das micas. A clivagem *regular* ocorre no berilo, um silicato com estrutura em anéis. A clivagem do berilo é menos regular que a das micas, e o mineral quebra-se de forma relativamente fácil ao longo de direções diferentes daquelas dos planos de clivagem.

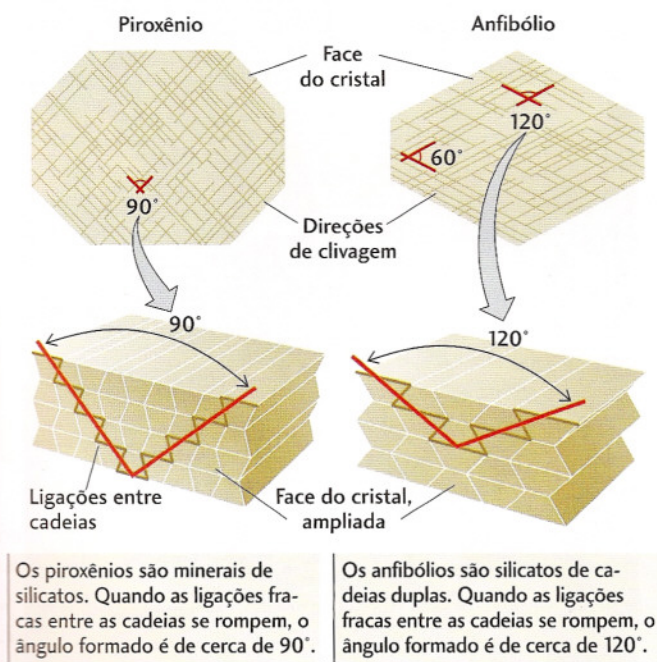


Figura 3.19 Comparação entre as direções de clivagem e as faces típicas de piroxênios e anfibólios. Esses dois minerais são muito parecidos entre si, mas seus ângulos de clivagem são diferentes. Esses ângulos freqüentemente são usados para sua identificação e classificação.

Muitos minerais formam-se por ligações tão fortes que não apresentam nem mesmo clivagens regulares. O quartzo, que é um silicato com estrutura em redes tridimensionais, tem ligações tão fortes em todas as direções que se quebra ao longo de superfícies irregulares. A granada, um silicato com estrutura formada por tetraedros isolados, também tem ligações muito fortes em todas as direções e, assim, não tem clivagem. A falta de uma tendência a clivar é encontrada em muitos silicatos formados por redes tridimensionais de tetraedros e em silicatos formados por tetraedros isolados.

Fratura

Fratura é a tendência que os cristais têm de quebrar-se ao longo de superfícies irregulares ao invés de utilizarem planos de clivagem.[18] Todos os minerais mostram fraturas; elas podem cortar os planos de clivagem ou desenvolver-se em qualquer direção em minerais que não têm clivagem, como o quartzo. As fraturas estão relacionadas ao modo como as forças de ligação distribuem-se em direções transversais aos planos cristalinos. A quebra dessas ligações resulta em fraturas irregulares. As fraturas *conchoidais*[19] têm superfícies lisas, encurvadas, como as que se formam pela quebra de peças espessas de vidro. As fraturas comumente têm a aparência de madeira rachada e, nesse caso, são chamadas de fraturas *fibrosas*. A forma e a aparência dos muitos tipos de fraturas irregulares dependem da estrutura particular de cada mineral.

Brilho

O modo como a superfície de cada mineral reflete a luz confere-lhe uma propriedade característica, que é o **brilho**. O brilho dos minerais pode ser descrito pelos termos listados no Quadro 3.3. O brilho é controlado pelos tipos de átomos presentes e pelas suas ligações, sendo que esses dois fatores afetam a maneira como a luz passa através do mineral ou é refletida por ele. Os cristais com ligações iônicas tendem a ser vítreos, mas os cristais com ligações covalentes são mais variáveis, sendo muitos deles caracterizados pelo brilho adamantino, como o do diamante. O brilho metálico ocorre nos metais puros, como o ouro, e em muitos sulfetos, como a galena (sulfeto de chumbo, PbS). O brilho nacarado resulta das múltiplas reflexões da luz formadas a partir de planos localizados abaixo da superfície de minerais translúcidos. Esse tipo de brilho aparece na parte interna, com aspecto de madrepérola, das conchas de muitos mariscos, que são constituídas do mineral aragonita. Embora o brilho seja um importante critério para a classificação de minerais em campo, ele depende muito da percepção visual da luz que é refletida e, portanto, as descrições dos livros-texto podem estar muito distantes das condições existentes para avaliar o mineral que por ventura chegar às suas mãos.

Cor

A **cor** de um mineral é conferida pela luz refletida ou transmitida seja através dos cristais e das massas irregulares, seja através do traço. O **traço** de um mineral refere-se à cor do fino depósito de pó que é deixado quando ele é raspado sobre uma su-

Quadro 3.3 Brilho dos minerais

Brilho	Características
Metálico	Reflexões fortes produzidas por substâncias opacas
Vítreo	Brilhante como o do vidro
Resinoso	Característico das resinas, como o âmbar
Graxo	Como se estivesse recoberto por uma substância oleosa
Nacarado	É a iridescência esbranquiçada de alguns materiais como a pérola
Sedoso	O lustro dos materiais fibrosos, como a seda
Adamantino	O brilho intenso do diamante e de minerais parecidos

perfície abrasiva, tal como uma placa de porcelana não-vitrificada. Tais materiais são chamados de *placas de porcelana*[20] (**Figura 3.20**). Essas placas são boas ferramentas para diagnóstico, pois os pequenos grãos uniformes do mineral que estão presentes no pó retido pela placa de cerâmica permitem analisar melhor a cor do mineral do que uma massa de grãos do mesmo. Uma massa formada por hematita (Fe_2O_3), por exemplo, pode ser preta, vermelha ou marrom, mas esse mineral sempre deixará um traço de pó castanho-avermelhado quando riscado numa placa de porcelana.

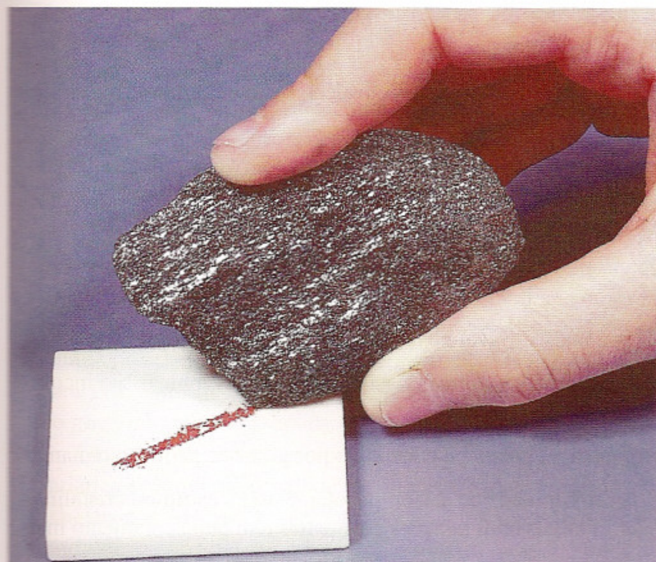


Figura 3.20 A hematita pode ser preta, vermelha ou marrom, mas sempre deixa um traço castanho-avermelhado quando riscada numa placa de porcelana. [Breck P. Kent]

A cor dos minerais é uma propriedade complexa e ainda não totalmente compreendida. É determinada tanto pelos tipos de átomos encontrados no mineral puro quanto pelos traços de impurezas presentes.

Os íons e as cores dos minerais A cor das substâncias puras depende da presença de certos íons, como ferro ou cromo, que absorvem fortemente determinadas porções do espectro luminoso. A olivina que contém ferro, por exemplo, absorve todas as cores, exceto o verde, enquanto a olivina puramente magnesiana será percebida pela nossa visão como um material branco (transparente e incolor).

Os traços de impurezas e a cor dos minerais Todos os minerais contêm impurezas, e hoje em dia há instrumentos capazes de medir quantidades muito pequenas de alguns elementos – até mesmo alguns bilionésimos de grama, em alguns casos. Os elementos que perfazem menos de 0,1% de um determinado mineral são chamados de "traços", e muitos deles são chamados de elementos-traço.

Alguns elementos-traço podem ser utilizados para interpretar as origens dos minerais onde foram encontrados. Outros, como os traços de urânio em alguns granitos, contribuem para aumentar a radioatividade local. Outros, ainda, como os pequenos flocos de hematita que colorem os cristais de feldspatos com cores acastanhadas ou avermelhadas, são notáveis por conferir cores a um mineral que, de outra forma, seria incolor. Muitas das variedades gemológicas de minerais, como a esmeralda (berilo verde) e a safira (coríndon azul), devem suas cores aos traços de impurezas dissolvidas no cristal sólido (ver Reportagem 3.1). A esmeralda deve sua cor verde ao cromo; as fontes da cor azul da safira são o ferro e o titânio.

A cor de um mineral pode ser distintiva, mas não é o critério mais confiável para sua identificação. Alguns minerais sempre mostram a mesma cor, enquanto outros podem apresentar-se sob várias cores. Existem minerais que mostram uma cor característica somente em superfícies recém-quebradas, enquanto outros só mostram cores características em superfícies alteradas. Há minerais (a opala preciosa, por exemplo) que mostram um deslumbrante arranjo de cores nas superfícies onde a luz é refletida. Existem, ainda, minerais cuja cor varia levemente se houver uma mudança no ângulo da luz que brilha em sua superfície.

Gravidade específica e densidade

Pode-se facilmente sentir a diferença de peso entre um pedaço de minério de ferro hematítico e um pedaço de enxofre do mesmo tamanho ao erguermos os dois. Entretanto, a **densidade** – massa por unidade de volume (geralmente expressa como gramas por centímetro cúbico, g/cm^3) – da maioria dos minerais de rocha comuns é muito parecida, não sendo perceptível por meio de um teste simples como esse. Assim, os cientistas precisam de outro método simples para medir essa propriedade dos minerais. Uma medida-padrão da densidade é a **gravidade específica**, que é o peso do mineral no ar, dividido pelo peso de um volume igual de água pura a 4°C.

A densidade depende da massa atômica dos íons que compõem um mineral e da proximidade com a qual eles estão empacotados em sua estrutura cristalina. Considere a magnetita, um óxido de ferro, cuja densidade é 5,2 g/cm^3. Essa alta den-

sidade resulta, em parte, da alta massa atômica do ferro e, em parte, da estrutura fortemente empacotada que a magnetita tem e que é comum aos outros minerais do grupo dos espinélios (ver página 88). A densidade da olivina, um silicato de ferro, é 4,4 g/cm^3, menor, portanto, que a densidade da magnetita, por duas razões. Primeiramente, a massa atômica do silício, um dos elementos que forma a olivina, é mais baixa que a do ferro. Em segundo lugar, a olivina tem uma estrutura com um empacotamento mais aberto que aquele dos minerais do grupo dos espinélios. A densidade da olivina magnesiana é ainda mais baixa, 3,32 g/cm^3, porque a massa atômica do magnésio é muito mais baixa que a do ferro. Aumentos de densidade decorrentes do aumento da pressão afetam a maneira como os minerais transmitem a luz, o calor e as ondas dos terremotos. Experimentos feitos em pressões extremamente altas mostraram que a estrutura da olivina converte-se na estrutura mais densa do espinélio em pressões correspondentes a uma profundidade de 400 km. Em profundidade mais alta, a 670 km, os materiais do manto transformam-se em silicatos com a estrutura de um empacotamento ainda mais denso do mineral perovskita (titanato de cálcio, $CaTiO_3$). Devido ao enorme volume do manto inferior, a perovskita é, provavelmente, o mais abundante mineral da Terra como um todo.[21] Alguns minerais do tipo perovskita foram sintetizados para servirem como semicondutores de alta temperatura, que conduzem eletricidade sem perdas de corrente e podem ter alto potencial econômico. Os mineralogistas que têm experiência com perovskitas naturais ajudaram a revelar a estrutura desses materiais recentemente criados. A temperatura também afeta a densidade: quanto mais alta a temperatura, mais aberta e expandida a estrutura do mineral e, portanto, mais baixa a sua densidade.

Hábito cristalino

O **hábito cristalino** de um mineral é a forma como seus cristais individuais ou agregados de cristais crescem. Os hábitos cristalinos têm nomes freqüentemente relacionados a formas geométricas, tais como lâminas, placas e agulhas. Alguns minerais têm hábitos cristalinos tão distintivos que são facilmente reconhecíveis. Um exemplo é o quartzo, que é formado por uma coluna de seis lados que culmina num conjunto de faces em forma de pirâmide.

Essas formas indicam não só os planos de átomos ou íons, como também a velocidade e a direção de crescimento típicas do cristal. Assim, um cristal acicular cresce muito rápido em uma direção e muito lentamente em todas as outras. Em contraste, um cristal em forma de placa (muitas vezes denominado de *placóide*) cresce muito rápido em todas as direções que forem perpendiculares à única direção onde o crescimento é lento. Os cristais fibrosos tomam a forma de múltiplas fibras, longas e estreitas, que constituem essencialmente agregados de longas agulhas. O nome genérico *asbesto* aplica-se a um grupo de silicatos com hábito mais ou menos fibroso, o qual faz com que os cristais permaneçam entranhados nos pulmões após terem sido inalados (ver Reportagem 3.2).

Algumas variedades de asbesto (ver Reportagem 3.2) são exemplos de minerais com propriedades perigosas à saúde. Outros minerais, como as piritas contendo arsênico, são venenosos quando ingeridos, e outros, ainda, liberam gases tóxicos quando aquecidos. Doenças causadas por poeira mineral estão presentes em muitos mineiros, que podem enfrentar exposições ocupacionais prolongadas. Um exemplo é a silicose, uma doença dos pulmões causada pela inalação de poeira quartzosa.

O Quadro 3.4 resume as propriedades físicas dos minerais, discutidas nesta seção.

Quadro 3.4 Propriedades físicas dos minerais

Propriedade	Relação com a composição e com a estrutura cristalina
Dureza	Fortes ligações químicas resultam em alta dureza. Minerais com ligações covalentes são geralmente mais duros que minerais com ligações iônicas
Clivagem	A clivagem é pobre se as ligações na estrutura cristalina forem fortes, e boa se as ligações forem fracas. Ligações covalentes geralmente resultam em clivagens pobres ou em ausência de clivagem. Ligações iônicas são fracas e, portanto, originam excelentes clivagens
Fratura	O tipo de fratura é produto da distribuição das forças de ligação ao longo de superfícies irregulares não-correspondentes a planos de clivagem
Brilho	Tende a ser vítreo nos cristais com ligações iônicas e mais variável nos cristais com ligações covalentes
Cor	Determinada pelos tipos de átomos e por traços de impurezas. Muitos cristais com ligações iônicas são incolores. A presença de ferro tende a produzir forte coloração
Traço	A cor do pó é mais característica que a do mineral maciço, pois o pó é formado por grãos de pequeno tamanho
Densidade	Depende do peso atômico dos átomos ou íons e da proximidade do seu empacotamento na estrutura cristalina. Minerais de ferro e de metais têm alta densidade; minerais com ligações covalentes têm empacotamento mais aberto e, portanto, densidade mais baixa
Hábito cristalino	Depende dos planos de átomos ou íons presentes na estrutura cristalina do mineral e da velocidade e direção de crescimento específicas de cada cristal



JORNAL DA TERRA

3.2 Asbesto: risco à saúde, exagero sensacionalista ou ambos?

Nas duas últimas décadas, a simples menção da palavra asbesto (material antigamente muito usado como isolante à prova de fogo e retardador de chamas em placas de gesso, telhados e pisos, bem como em isolamento térmico de automóveis) passou a provocar medo. O asbesto foi correlacionado a várias doenças fatais de pulmão, tais como a asbestose (caracterizada por um lento enrijecimento dos pulmões e dificuldade de respiração) e o mesotelioma, câncer que ataca o revestimento do pulmão. A correlação mencionada parece derivar quando de uma exposição prolongada a certos minerais denominados comercialmente como *asbesto*. A maneira exata pela qual essas substâncias causam as doenças ainda não é bem conhecida, mas o hábito cristalino finamente fibroso de alguns desses minerais foi imputado como causa.

Os problemas de saúde associados à exposição ao asbesto chamaram a atenção pública quando advogados representando trabalhadores e suas famílias impetraram ações trabalhistas contra algumas das principais companhias fabricantes de produtos com asbesto. As ações acusavam as companhias de serem responsáveis pelas doenças e deficiências físicas de várias pessoas anteriormente empregadas em fábricas de asbesto. Após pagarem as indenizações devidas, determinadas pelas decisões judiciais resultantes dessas ações, algumas das companhias foram à falência. O público ficou intensamente preocupado com a presença de produtos contendo asbesto em escolas, hospitais e outros prédios públicos. Muitos estados americanos hoje exigem que os proprietários discriminem a presença de tais materiais em residências privadas, quando elas forem negociadas.

Muitos cientistas sem envolvimento nas ações acreditam que essa forte preocupação com todas as formas de asbesto seja exagerada. No centro desse debate está a mineralogia.

Seis diferentes minerais são conhecidos pelo nome comercial *asbesto*: o crisotilo, um silicato em folhas membro do grupo da serpentina; a crocidolita, um silicato de cadeias duplas pertencente ao grupo dos anfibólios; e quatro outros silicatos de cadeias duplas, também do grupo da serpentina. Embora a crocidolita efetivamente forme materiais finamente fibrosos, muitos dos demais minerais não formam tais fibras e não estariam associados a doenças pulmonares. Entretanto, as normas do governo americano aplicam-se a todos esses minerais.

Os médicos e os mineralogistas têm opiniões amplamente variadas sobre a necessidade de eliminar todas as formas de asbesto dos edifícios e das fábricas. Qualquer decisão a ser tomada deve considerar vários fatos. Primeiro, que a exposição prolongada à crocidolita é perigosa – especialmente para fumantes, que são muito mais suscetíveis a doenças pulmonares do que os não-fumantes. A exposição prolongada, no trabalho, a algumas outras formas de asbesto que não a crocidolita, como a dos trabalhadores em indústrias de asbesto, pode também ser perigosa.

Existem muitas evidências, entretanto, indicando que as pessoas expostas por longos períodos de tempo a quantidades moderadas de crisotilo, que é o asbesto mais comumente utilizado nos Estados Unidos, não mostram enfermidades pulmonares relacionadas a asbesto. A inexistência de uma correlação, verificada por análises de laboratório, entre a exposição a minerais de asbesto específicos e a ocorrência de doenças pulmonares específicas também contribui para criar confusão acerca do perigo de exposição ao asbesto. A situação é bastante polêmica no que se refere aos perigos decorrentes de expor a população comum ao asbesto, em grandes prédios públicos.

Muitos cientistas da área médica e mineralogistas duvidam ser necessário gastar quantias entre 50 e 150 bilhões de dólares para retirar dos edifícios o crisotilo, que é relativamente inofensivo, e as outras quatro formas de anfibólio que não formam fibras tão finas. Para tomar uma decisão acertada, são necessárias mais avaliações mineralógicas e mais estudos médicos, para determinar a natureza do problema que hoje enfrentamos.



Asbesto (crisotilo). As fibras são retiradas do mineral com muita facilidade. [Runk/Schoenberger/Grant Heilman Photography]



Os minerais e o mundo biológico

O hábito e a composição química de alguns minerais fazem com que eles tornem-se importantes no mundo biológico. Os exemplos mais simples são a calcita e a aragonita, minerais de carbonato de cálcio que constituem as conchas de muitos animais invertebrados, como os mexilhões e as ostras. Basta apalpar nossos ossos pra reconhecer a importância da apatita, um fosfato de cálcio que constitui os ossos dos vertebrados.

RESUMO

O que são os minerais? Os minerais – constituintes básicos das rochas – são sólidos inorgânicos, de ocorrência natural, com estruturas cristalinas específicas e composições químicas fixas ou variáveis dentro de certos limites. Um mineral é constituído de átomos, que são pequenas unidades de matéria que se combinam por meio de reações químicas. Um átomo é composto de um núcleo de prótons e nêutrons, circundado por elétrons. O número atômico de um elemento é o número de prótons em seu núcleo e sua massa atômica é a soma das massas de seus prótons e nêutrons.

Como os átomos se combinam para formar as estruturas cristalinas dos minerais? As substâncias químicas reagem entre si para formar compostos, perdendo ou ganhando elétrons para se tornarem íons, ou por meio de compartilhamento de elétrons. Os íons em um composto químico são mantidos juntos por ligações iônicas, que se formam pela atração eletrostática entre íons positivos (cátions) e negativos (ânions). Os átomos que compartilham elétrons para formar um composto mantêm-se juntos por meio de ligações covalentes. Quando um mineral cristaliza, os átomos ou íons agrupam-se em proporções adequadas para formar uma estrutura cristalina, que é um arranjo tridimensional ordenado no qual a configuração básica repete-se em todas as direções.

Quais são os principais minerais formadores das rochas? Os silicatos – os mais abundantes minerais da crosta terrestre – são estruturas cristalinas formadas por tetraedros de silicato ligados entre si de várias formas. Os tetraedros podem ser isolados (olivinas) ou estruturados em cadeias simples (piroxênios), duplas (anfibólios), em folhas (micas) ou, ainda, em arranjos tridimensionais (feldspatos). Os minerais de carbonato são compostos de íons carbonato ligados a cálcio ou magnésio ou ambos. Os óxidos são compostos de oxigênio com elementos metálicos. Os sulfetos e sulfatos são compostos de átomos de enxofre em combinação com elementos metálicos.

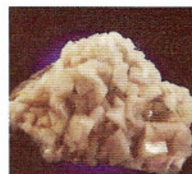
Quais são as propriedades físicas dos minerais? As propriedades físicas dos minerais, que refletem sua composição e estrutura, são: dureza – facilidade com que sua superfície pode ser arranhada; clivagem – sua aptidão para se dividir ou quebrar ao longo de superfícies planares;[22] fratura – o modo como se quebram ao longo de superfícies irregulares; brilho – o tipo de luz refletida; cor – conferida pela luz transmitida ou refletida pelos cristais ou às massas irregulares ou ao seu traço (que é a cor do fino pó do mineral); densidade – a massa por unidade de volume; e hábito cristalino – a forma dos cristais individuais ou de agregados.

Minerais que você deveria conhecer


anfibólio


calcita


diamante


dolomita


feldspato


granada


gipsita

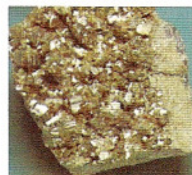

halita


hematita


caulinita


mica


olivina


pirita


piroxênio


quartzo

[*Primeira fila*: George Whiteley/Photo Researchers; Chip Clark; Charles O'Rear/Corbis. *Segunda fila*: Charles D. Winters/Photo Researchers; Chip Clark; Andrew Romeo-coolrox.com. *Terceira fila*: todas de Chip Clark. *Quarta fila*: Vincent Cronin; Chip Clark; Chip Clark. *Quinta fila*: todas de Chip Clark]

Conceitos e termos-chave

- ânion (p. 80)
- átomo (p. 79)
- brilho (p. 92)
- cátion (p. 80)
- clivagem (p. 91)
- compartilhamento de elétrons (p. 80)
- cor (p. 92)
- cristal (p. 83)
- cristalização (p. 82)
- densidade (p. 93)
- dureza (p. 89)
- elétron (p. 79)
- escala de dureza de Mohs (p. 89)
- fratura (p. 92)
- gravidade específica (p. 93)
- hábito cristalino (p. 94)
- isótopo (p. 79)
- ligação covalente (p. 82)
- ligação iônica (p. 82)
- ligação metálica (p. 82)
- massa atômica (p. 79)
- mineral (p. 78)
- mineralogia (p. 77)
- nêutron (p. 79)
- núcleo (p. 79)
- número atômico (p. 79)
- polimorfo (p. 84)
- precipitar (p. 84)
- próton (p. 79)
- reação química (p. 80)
- traço (p. 92)
- transferência de elétrons (p. 80)

Exercícios



Este ícone indica que há uma animação disponível no sítio eletrônico que pode ajudá-lo na resposta.

1. Defina mineral.
2. Quais são as diferenças entre um átomo e um íon?
3. Desenhe a estrutura atômica do cloreto de sódio.
4. Quais são os dois tipos de ligações químicas?
5. Quais são os dois polimorfos de carbono?
6. Enumere as estruturas básicas dos silicatos.
7. Como a clivagem das micas está relacionada com a sua estrutura atômica?
8. Cite três grupos de minerais, que não sejam silicatos, de acordo com a sua composição química.
9. Quais são os dois fatores que influenciam a densidade dos minerais do manto?
10. Como um geólogo de campo mediria a dureza?
11. Que testes mineralógicos você faria para distinguir a hematita da magnetita?
12. Qual é a diferença entre os minerais calcita e dolomita?
13. Qual dos minerais de asbesto pode causar danos à saúde?

Questões para pensar



Este ícone indica que há uma animação disponível no sítio eletrônico que pode ajudá-lo na resposta.

1. Joan e Alex estão comparando rubis. O de Joan é natural e o de Alex é sintético. Os materiais que eles examinam são minerais? Por quê?

2. O hidrogênio (H), o elemento mais leve, tem, na natureza, número atômico 1 e massa atômica 1,008. O que essa informação pode lhe dizer sobre os possíveis isótopos de hidrogênio?

3. Desenhe um diagrama simples para mostrar como o silício e o oxigênio dos silicatos compartilham elétrons. Utilize como modelo o diagrama da Figura 3.5.

4. Explique o mecanismo de substituição de cátions utilizando o exemplo do ferro e do magnésio nos silicatos.

5. O diopsídio, um piroxênio, tem a fórmula $(Ca,Mg)_2Si_2O_6$. Que indicações essa fórmula pode dar sobre a sua estrutura cristalina e sobre as substituições entre cátions?

6. O oxigênio existe como três isótopos com massas atômicas inteiras 16, 17 e 18. A massa atômica do oxigênio encontrado na natureza é aproximadamente 16. O que essa informação pode indicar sobre a abundância relativa desses três isótopos na natureza?

7. Em alguns corpos de granito, pode-se encontrar cristais muito grandes, com até um metro de comprimento, que, entretanto, tendem a apresentar poucas faces cristalinas. O que você pode deduzir a respeito das condições de crescimento desses cristais?

8. Quais propriedades físicas dos silicatos com estrutura em folhas estão relacionadas com sua estrutura cristalina e força de ligação?

9. Como você poderia identificar e diferenciar um silicato de cadeias simples de um de cadeias duplas?

10. Que propriedades físicas indicariam que a calcita não é um bom material para uso como gema?

11. No Apêndice 5, escolha dois minerais que você acredita serem passíveis de uso como bons abrasivos ou pedras para afiar aço e descreva a propriedade física que justifica a sua escolha.

12. A aragonita, cuja densidade é de 2,9 g/cm^3, tem exatamente a mesma composição química da calcita, que tem uma densidade de 2,7 g/cm^3. Considerando somente esses fatores, qual desses dois minerais tem maior probabilidade de ter se formado sob alta pressão?

13. Quais propriedades do talco tornam-no adequado ao uso como pó para a face e para o corpo?

14. Há, pelo menos, oito propriedades físicas que podem ser utilizadas para identificar um mineral desconhecido. Quais delas são mais úteis para fazer a discriminação entre minerais que têm a mesma aparência? Descreva uma estratégia que lhe possibilite afirmar com certeza que um cristal não-identificado de calcita transparente é, na verdade, a mesma coisa que uma amostra já identificada de quartzo transparente.

15. Há muita controvérsia sobre a remoção de asbesto dos edifícios nos Estados Unidos e no Canadá, sendo claro que algumas formas de asbesto realmente implicam riscos de saúde. Com base no que você aprendeu sobre a estrutura dos minerais, que aspectos da estrutura do asbesto causam os riscos? Considerando a estrutura em cadeias duplas do asbesto, quais são os outros minerais que potencialmente podem causar riscos à saúde?

16. O carvão, que se forma a partir da decomposição da vegetação, e que é, portanto, uma substância natural, não é considerado um mineral. Entretanto, quando aquecido a altas temperaturas e soterrado em áreas de alta pressão, transforma-se no mineral grafita. Por que, então, o carvão não é considerado um mineral e a grafita, sim? Explique seu ponto de vista.

17. No fim do século XIX, os mineiros de ouro "bateavam" para obter ouro,[23] isto é, coletavam sedimentos dos rios na bateia, junto com a água do rio, e agitavam a mesma junto com seu conteúdo. Fazendo isso, eles queriam ter certeza de que tinham encontrado ouro e não pirita ("ouro de tolo"). Por que esse método funciona? Qual a propriedade dos minerais que é utilizada no processo de batear? Que outro método é possível para distinguir entre ouro e pirita?

Investigue você mesmo

Por que o Diamante Hope é azul?

No final de 1955, Robert H. Wentorf Jr. realizou algo parecido com a alquimia. Ele comprou um pote de manteiga de amendoim numa mercearia, levou para o laboratório e, então, transformou uma pitada da pasta em uma pequena quantidade de pequenos diamantes verdes.[24] Afinal de contas, amendoins são ricos em proteínas, que são ricas em nitrogênio. Os diamantes sintéticos geralmente são pretos devido às inclusões de grafita e a presença de traços de nitrogênio no interior da estrutura cristalina pode deixá-los castanhos, amarelos ou verdes. Os diamantes formam-se no manto superior, em profundidades de mais de 200 km, onde as temperaturas e pressões fazem com que a grafita, que é o mineral irmão do diamante, tenha sua estrutura destruída, transformando-se em uma estrutura cristalina com empacotamento muito mais denso (ver Figura panorâmica 3.11). A maioria dos diamantes pesa menos de 1 quilate (0,2 g) e é incolor, amarelo-pálido ou castanho. Diamantes maiores, especialmente os coloridos, são raros. O maior diamante facetado é o Golden Jubilee, descoberto em 1995, que é amarelo e tem 545,67 quilates. O Diamante Hope, exposto no Instituto Smithsoniano (*Smithsonian Institute*), é provavelmente a gema mais conhecida do mundo, um raríssimo diamante azul de 45 quilates.

O que produz a cor das gemas e dos minerais? A interação da luz com a matéria. Você já deve ter observado como um prisma ou mesmo uma gota d'água converte a luz branca em um espectro ou arco-íris de luz colorida. Quando a luz atinge a superfície de um cristal ou penetra nele, interage com os átomos; alguns dos componentes da luz podem ser absorvidos, enquanto outros são transmitidos. À medida que a luz passa através do diamante Hope, o cristal absorve a luz vermelha e transmite a luz azul.

Por que a maioria dos diamantes é incolor e outros são azuis, vermelhos, amarelos, verdes ou castanhos? Os traços de impurezas e as imperfeições da estrutura cristalina de um mineral podem modificar o modo como ele interage com a luz e torná-lo colorido. Embora os diamantes sejam constituídos de carbono puro, é suficiente que apenas um átomo de outro elemento esteja presente entre os muitos milhões de átomos de carbono para torná-los azuis. Os rubis e as safiras são ambos cristais de óxido de alumínio; entretanto, os rubis são vermelhos e as safiras são azuis. Vá até a página http://www.whfreeman.com/understandingearth para descobrir por que o Diamante Hope é azul, os rubis são vermelhos e a safira, azul.

Investigue em equipe

Asbesto

As crianças estavam em perigo. Novos relatórios sobre asbesto nas escolas de Nova York desencadearam uma onda de indignação pública e a Secretaria de Educação adiou por três semanas o início do ano letivo de 1993, para completar um programa de remoção de asbesto.

Os relatórios sobre a presença de asbesto em prédios públicos quase sempre enfocam os riscos de doenças pulmonares. Raramente, entretanto, incluem entrevistas com mineralogistas. Como resultado, o público sabe muito pouco sobre o asbesto para formular as perguntas certas e fazer um julgamento bem informado.

Você agora tem a possibilidade de educar o público. Trabalhando com uma equipe de quatro colegas nas próximas duas semanas, prepare um programa de rádio de meia hora para apresentar os variados pontos de vista a respeito da questão do asbesto. O programa terá de mostrar como o conhecimento básico de mineralogia seria útil para tomar decisões em relação a importantes questões políticas. Reúna um grupo de especialistas com visões opostas sobre o assunto. Quais seriam as especialidades profissionais deles? Com quais argumentos e fatos eles defenderiam suas posições? Escreva um roteiro para o programa e produza um resumo oral da sua lista de especialistas e de suas opiniões.

Sugestões de leitura

Atkins, P., and Jones, L. 2002. *Chemical Principles*, 2d ed. New York: W. H. Freeman.

Berry, L. G., Mason, B, and Dietrich, R. V. 1983. *Mineralogy*, 2d. ed. San Francisco: W. H. Freeman.

Dietrich, R. V., and Skinner, B. J. 1990. *Gems, granites and gravels*. Cambridge: Cambridge University Press.

Hazen, Robert M. 2001. Life's rocky start. *Scientific American* 284 (4): 76-85.

Keller, P. C. 1990. *Gemstones and Their Origins*. New York: Chapman & Hall.

Klein, C., and Hurlbut Jr., C. S. 1999. *Manual of mineralogy*. 21st ed., revised. New York: Wiley.

Patch, Suzanne Steinem. 1999. *Blue mistery: the story of the Hope Diamond*. 2d ed. New York: Harry N. Abrams.

Perkins, D. *Mineralogy*. 1998. Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall

Prinz, M., Harlow, G., and Peters, J. 1978. *Simon & Schuster's Guide to Rocks and Minerals*. New York: Simon & Schuster.

Varon, Lymm 2001. Internet gems: Web sites for rockhounds and lapidaries. *Rock and Gem* 31 (6): 34-36, 90.

Sugestões de leitura em português

Anderson, B. W. *Identificação das gemas*. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico.

Skinner, B. 1996. *Recursos minerais da Terra*. São Paulo: Edgar Blucher.

Branco, P. de M. 2000. *Dicionário de mineralogia*. Porto Alegre: Sagra-Luzzato.

Dana, J. D, Hurlbut Jr, C. S. 1969. *Manual de mineralogia*. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico.

Derr, W. A. 2000. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. Lisboa: Calouste Gulbenkian.

Ernst, W. G. 1996. *Minerais e rochas*. São Paulo: Edgar Blucher.

Guinier, A. 1996. *A estrutura da matéria*. São Paulo: EDUSP.

Hankien, R. 2003. Gemas, cristais e minerais. Lisboa: Edições 70.

Madureira Filho, J. B., Atencio, D. e Mcreath, I. 2000. Minerais e rochas: constituintes da Terra sólida. In: Teixeira, W., Toledo, M. C. M. de, Fairchild, T. R. e Taioli, F. (orgs.) 2000. *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 27-42.

Millidge, J. 1998. *Gemas, guia prático*. São Paulo: Nobel.

Neves, P. C. P. das, Schenato, F. e Bachi, F. A. 2003. *Introdução à mineralogia prática*. Canoas: ULBRA. 256 p.

Schumann, W. 2002. *Gemas do mundo*. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico.

Symes, R. F. 1995. *Rochas e minerais*. (Enciclopédia visual). Lisboa: Verbo.

Notas de tradução

[1] Himalaia significa "morada das neves", pois ali estão as maiores montanhas do mundo, dentre as quais a mais alta, o monte Everest, com 8.848 m. Essa cordilheira é resultado do choque das placas Índica e Eurasiana.

[2] A Associação Internacional de Mineralogia (IMA – *International Mineralogical Association*), por meio da sua Comissão de Novos Minerais e Nomenclatura Mineral (CNMMN – *Comission on New Minerals and Mineral Names*), sugeriu, após discussões entre seus associados, que os materiais biogênicos, isto é, aqueles produzidos unicamente por processos biológicos, como as conchas e os dentes, não deveriam ser considerados minerais. Entretanto, caso esses tipos de materiais sejam modificados por processos geológicos, poderão ser incluídos na definição; é o caso dos fosfatos, formados pela modificação de fezes de aves em cavernas, ou das rochas carbonáticas, formadas pela modificação de conchas (ver Nickel, E. H. 1995. The definition of a mineral. *Canadian Mineralogist*, v.33, p. 689-690).

[3] Em climas mais úmidos, como os que ocorrem na maior parte do território brasileiro, isso não acontece com muita freqüência. Contudo, um fenômeno mais comumente observado de eletricidade estática seria o da atração de nossos cabelos pela tela da televisão imediatamente após o aparelho ser desligado.

[4] Além da abundância relativa dos elementos, as condições termodinâmicas da cristalização também são essenciais na determinação das proporções de Fe e Mg na olivina.

[5] Embora muitos utilizem como exemplo de polimorfismo o íon silicato, ele não é um exemplo tão característico como o do carbono. Nesta ilustração, os autores exemplificam o polimorfismo com as diferentes formas de agregação dos tetraedros de sílica, o que não se ajusta exatamente ao conceito. Isso porque os minerais constituídos por tetraedros isolados de silicato (SiO_4) têm diferentes fórmulas contendo cátions (SiO_4 + cátion). Enquanto os minerais formados por cadeias simples de tetraedros têm fórmulas do tipo SiO_3 + cátions, os de cadeias duplas têm fórmulas Si_4O_{11} + cátions. Portanto, não são compostos com a mesma fórmula e, por isso, não são polimorfos. Os diferentes tipos de encadeamento dos tetraedros de SiO_4 constituem algo semelhante ao que, em química orgânica, se denomina polimerização. Todavia, existem exemplos de polimorfos de sílica (SiO_2) que se ajustam perfeitamente ao conceito, como é o caso dos minerais quartzo, cristobalita e tridimita, que têm a mesma fórmula química (SiO_2) mas diferentes estruturas cristalinas.

[6] As abundâncias de cada um dos grupos de minerais são: silicatos, 97% (feldspatos, 58%; piroxênios e anfibólios, 13%; quartzo, 11%; micas, cloritas e argilominerais, 10%; epídoto, granada, andaluzita, silimanita, zeólitas, etc., 2%); carbonatos, óxidos, sulfetos, sulfatos, halóides e outros, 3%.

[7] Os silicatos compostos de tetraedros isolados são conhecidos como *nesossilicatos*.

[8] Os silicatos formados por estruturas em cadeias (simples ou duplas) são conhecidos como *inossilicatos*.

[9] Os silicatos com estruturas em folha são comumente designados como *filossilicatos*.

[10] Utiliza-se o termo *tectossilicato* para os silicatos formados por arranjos tridimensionais de tetraedros de SiO_4. Já os silicatos com estrutura formada por anéis de tetraedros de SiO_4 são denominados *sorossilicatos* (como a turmalina) e *ciclossilicatos* (como o berilo).

[11] Ou prego de cobre.

[12] A sonda exploradora odontológica, um instrumento utilizado por dentistas para diagnosticar a dureza dos dentes, geralmente tem essa dureza.

[13] A primeira espécie humana, o *Homo habilis*, viveu há 2,8 milhões de anos nas saias dos vulcões africanos, um local privilegiado para coletar materiais diversos, seja pela cor, textura, dureza ou beleza. Os artefatos mais antigos esculpidos em rochas e/ou minerais são as pequenas estatuetas de mulheres, conhecidas como "venuses", de 15 mil anos, feitas em calcário. Há 10 mil anos, o grande comércio mineral da época, a exemplo do petróleo hoje, era o do sílex, ideal para a feitura de excelentes facas, como aquelas encontradas na Suméria. A busca do sílex certamente fez o comércio desenvolve-se e, com ele, a troca cultural, uma das mais importantes atividades humanas.

[14] A atividade mineira no Egito antigo era a maior da época, somente suplantada pela dos romanos. Com o declínio de Roma, a mineração no Ocidente readquiriu os mesmos níveis antigos somente com a revolução industrial a partir do século XVIII.

[15] No Brasil, os diamantes lapidados são conhecidos comercial e popularmente como *brilhantes*, e costumam ser encontrados em vários locais da Amazônia e do Centro-Oeste, em Minas Gerais e na Bahia.

[16] As designações de pedra semipreciosa e preciosa estão em desuso, sendo substituídas apenas por *gema*.

[17] Outro modo de definir clivagem, muito aceito no Brasil, é aquele que consta no *Manual de Mineralogia*, de Dana e Hurlbut (1969): "Clivagens são superfícies planares definidas, produzidas pela ruptura de um mineral após aplicação de força".

[18] Definições alternativas de *fratura*, utilizadas no Brasil, são: "A maneira com que um mineral se rompe, quando isso não se produz ao longo de superfícies de clivagem" (Dana, J. D., Hurlbut Jr., C. S. 1969. *Manual de Mineralogia*. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico); ou "Toda quebra de um mineral, segundo superfícies não coincidentes com um possível plano cristalográfico" (Ernst, W. G., *Minerais e Rochas*. São Paulo: Edgar Blucher, 1996).

[19] Também chamada de fratura concoidal.

[20] Em inglês, *streak plates*, ou seja "placas de riscar".

[21] O conceito foi utilizado por Jeanloz (1989) para se referir a um mineral com a fórmula do piroxênio ($MgSiO_3$) e com a estrutura da perovskita (cúbica), estável em pressões equivalentes a uma profundidade do manto inferior próxima a 600 km. Ele afirmou que "a perovskita é estável em pressões ainda mais altas que 70 GPa, o que

implica que o silicato-perovskita parece ocorrer em todo o manto inferior e, portanto, é o mineral mais abundante da Terra". O silicato com a estrutura da perovskita é, desse modo, um produto de experimentos em alta pressão. Nesse caso, a qualificação "mineral" deveria ficar entre aspas. Ver Jeanloz, R. 1989. High pressure chemistry of the Earth's mantle and core. In: Peltier, W. R. (ed.). *Mantle convection, plate tectonics and global dynamics*. Montreux: Gordon and Breach Science Publishers.

[22] Ver nota de tradução número 17.

[23] Esse processo ainda é muito utilizado em países em desenvolvimento, como o Brasil, principalmente por garimpeiros, bem como por geólogos que realizam investigações para prospectar ouro.

[24] Ver Ivan Amato, Diamond Fever. *Science News*, 4 de Agosto, 1990, p. 2.